



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ - UFPA
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS - PPGCA**

JUAREZ VENTURA DE OLIVEIRA

**A OSCILAÇÃO MADDEN – JULIAN NA AMAZÔNIA
ORIENTAL: VARIÁVEIS SUPERFÍCIAIS.**

BELÉM-PA

2012

JUAREZ VENTURA DE OLIVEIRA

A OSCILAÇÃO MADDEN – JULIAN NA AMAZÔNIA

ORIENTAL: VARIÁVEIS SUPERFÍCIAIS.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA – Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Física do Clima

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá

Coorientadora: Prof^a. Dr^a. Maria Isabel Vitorino

BELÉM-PA

2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

O48o Oliveira, Juarez Ventura

A Oscilação Madden – Julian na Amazônia Oriental: variáveis superficiais / Juarez Ventura de Oliveira; Orientador: Leonardo Deane de Abreu Sá; Coorientadora: Maria Isabel Vitorino - 2012.

112 fl.: il.

Dissertação (mestrado em ciências ambientais) – Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emilio Goeldi e EMBRAPA, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Belém, 2012.

1. Meteorologia tropical. 2. Oscilação Madden – Julian. 3. Múltiplas escalas. 4. Camada Limite Planetária. 5. Transformada em Ondeletras. 6. Fluxos Turbulentos. 7. Amazônia. I. Sá, Leonardo Deane de Abreu, *orient.* II. Vitorino, Maria Isabel, *coorient.* III. Universidade Federal do Pará IV. Título.

CDD 22º ed.: 551.509811

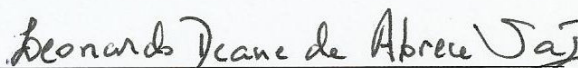
JUAREZ VENTURA DE OLIVEIRA

***A OSCILAÇÃO MADDEN – JULIAN NA AMAZÔNIA ORIENTAL:
VARIÁVEIS SUPERFÍCIAIS.***

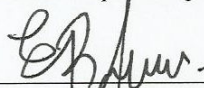
Dissertação apresentada ao programa de pós –
graduação do Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Pará em convênio
com EMBRAPA – Amazônia Oriental e
Museu Paraense Emilio Goeldi, para obtenção
do grau de Mestre em Ciências Ambientais.
Área de concentração: Física do Clima.

Aprovado em 29/06/2012

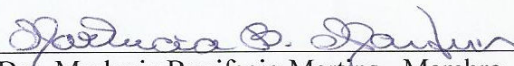
Banca examinadora:



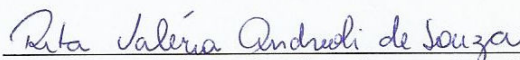
Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá – Orientador
Doutor em Física da Atmosfera.
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.



Dr. Everaldo Barreiros de Souza- Membro
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará



Dra. Marluccia Bonifacio Martins - Membro
Doutora em Ecologia
Museu Paraense Emilio Goeldi



Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza - Membro
Doutora em Meteorologia
Universidade do Estado do Amazonas

*Este trabalho é dedicado a todos
aqueles que acreditaram em mim e me
fizeram acreditar em mim mesmo.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais pelo suporte ao longo de toda minha vida, me ajudando a ter força e a superar os problemas.

Agradeço ao meu orientador, Dr. Leonardo Sá e a minha co-orientadora, Dr^a. Maria Isabel Vitorino, por me guiarem ao longo desse projeto, transmitindo todo o conhecimento necessário, e mais um pouco, para a conclusão deste trabalho.

Agradeço a minha namorada, Karlena Holanda, pelos vários incentivos e “puxões de orelha” necessários para que eu continuasse no caminho certo.

Agradeço também aos meus amigos, momentos de lazer são muito úteis para ajudar a mente a pensar direito depois de situações estressantes.

RESUMO

Tendo como foco as múltiplas escalas de tempo que atuam na Amazônia, este trabalho foi desenvolvido com o objetivo de investigar a possível influência da Oscilação Madden – Julian (OMJ) em elementos turbulentos da CLP. A OMJ foi identificada a partir de 30 anos de dados de reanálise de radiação de onda longa (ROL) e componente zonal do vento (u). As grandezas turbulentas foram estudadas a partir da variância, covariância e coeficiente de correlação de um conjunto de dados de resposta rápida coletado na torre micrometeorológica de Caxiuana (PA), e tratados com a Transformada em Ondeletras (TO) para se obter a contribuição de cada escala para estes momentos estatísticos. A análise dos 30 anos de dados de ROL e u mostrou que a ocorrência da OMJ está ligada com o fenômeno do El Niño/Oscilação Sul (ENOS), bem como influência do ENOS no tempo da região amazônica pode estar associado a presença ou não da OMJ. Foi observado que anos de El Niño tendem a desfavorecer a ocorrência da OMJ e anos de La Niña tendem a favorecer o desenvolvimento da oscilação. Caso uma OMJ se desenvolva durante um episódio de El Niño, a oscilação pode influenciar a temperatura, a velocidade do vento e a precipitação de forma diferente ao do El Niño. A análise por fase da OMJ mostrou que, em Belém, há diferença significativa na temperatura máxima e na precipitação entre cada fase, porém, a temperatura mínima e o módulo do vento apresentaram pouca diferença. Os fluxos cinemáticos turbulentos analisados, por escala, em três horários distintos, foram mais diferentes durante o período diurno, principalmente $w'T'$ e $w'q'$. A diferença entre fase ativa e fase inativa foi reduzindo com passar do dia, durante o período de transição dia – noite, poucas escalas tiveram diferença significativa, e durante a noite, nenhuma escala teve nível de confiança acima ou igual a 95%. Estes resultados indicam que a convecção diurna é o mecanismo responsável por esta diferença e como a OMJ atua como uma grande célula convectiva, a convecção local é amplificada, explicando a grande diferença observada entre as fases durante o período diurno.

Palavras chave: Meteorologia tropical. Oscilação Madden – Julian. Múltiplas Escalas. Camada Limite Planetária. Transformada em Ondeletras. Fluxos Turbulentos. Amazônia.

ABSTRACT

The aim of this work is to investigate the influence of the Madden - Julian Oscillation (MJO) on turbulent elements of the Atmospheric Boundary Layer (ABL). The MJO was identified on a time series of 30 years of outgoing long-wave radiation (OLR) and zonal component of the wind (u). The turbulent parameters were studied through the covariance and the correlation coefficient of a fast response data set collected on Caxiuanã's (Pa) micrometeorological tower. The difference between each phase of the MJO was statistically analyzed with the t test of Student. The OLR and u data set results shows that the MJO occurrence is linked to El Niño / Southern Oscillation (ENSO) happening. The El Niño phase of an ENSO tends to diminish the chances of MJO case to develop, the opposite situation is identified during an La Niña episode, when the MJO is favored by the dynamics of the ongoing ENSO mechanism. If a MJO occurs during an El Niño, it can change the temperature, wind velocity and the precipitation expected for an El Niño year. The MJO's phase analysis, for Belém, revealed a significant difference on precipitation and maximum temperature between the active and inactive phase, but for minimum temperature and wind module, this difference is little significant. The turbulent kinematic fluxes, analyzed by scale on each phase of the MJO, during three different periods of the day, were more distinct during the daytime period, with high confidence levels, mostly on $w'T'$ and $w'q'$ fluxes. The day - night transition and the night period were less different, with only a few scales showing more than or exactly 95% of confidence during the transition, and with none scales reaching the 95% mark during the night. Those results indicate that the diurnal convection is the responsible mechanism for this differences, and as the MJO is like a big convective cell, the local convection during its active phase is amplified, explaining the differences found during the daytime period.

Key words: Tropical Meteorology. Madden – Julian Oscillation. Multiple Time Scales. Atmospheric Boundary Layer. Turbulent Fluxes. Wavelet Transform. Amazon.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | |
|--|----|
| Figura 1- Configuração da Camada Limite ao longo do dia em latitudes médias, acima do continente..... | 22 |
| Figura 2- Esquematização da formação de um TEA..... | 25 |
| Figura 3- Esquematização da CLP tropical em “estado perturbado”..... | 27 |
| Figura 4- Propagação da OMJ sobre o Pacífico tropical, a partir da velocidade potencial (azul-favorável; vermelho – desfavorável)..... | 30 |
| Figura 5- Representação esquemática da célula de Walker, TSM (sobreado, tons escuros mais quentes e tons claros frio) e termoclina (<i>thermocline</i>), durante El Niño e La Niña, os quais se manifestam próximo a região tropical da América do Sul..... | 32 |
| Figura 6- Alterações climáticas causadas pelo ENOS ao redor do mundo durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro. | 33 |
| Figura 7- a) Mapa da Floresta Nacional de Caxiuanã e sua localização geográfica. b) Foto da torre micrometeorológica instalada em Caxiuanã..... | 37 |
| Figura 8- a) Imagem de satélite da cidade de Belém (PA). O marcador corresponde a localização da estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)..... | 38 |
| Figura 9- Representação gráfica de segmentos amostrais sucessivos contendo a série temporal e a ondeleta de análise..... | 41 |
| Figura 10- Representação gráfica da ondeleta de Morlet. | 42 |
| Figura 11- (a) Sinal da velocidade vertical do vento as 22h do dia 17 de janeiro de 2009. (b) Três frequências que compõem o resultado da aplicação da TO ao sinal da velocidade do vertical do vento..... | 42 |
| Figura 12- Exemplo de oscilação e média em série temporal de dados fictícios..... | 43 |
| Figura 13- Parte real da transformada em ondeleta aplicada aos dados de: (A) ROL de Caxiuanã, (B) ROL da Indonésia, (C) componente <i>u</i> do vento zonal de Caxiuanã e (D) componente <i>u</i> do vento zonal da Indonésia. | 51 |
| Figura 14- Série temporal do período de 2008 e 2009 de: a) Radiação de Onda Longa em Caxiuanã. b) Radiação de onda longa na Indonésia. c) Velocidade do vento zonal em Caxiuanã. d) Velocidade do vento zonal na Indonésia. | 52 |
| Figura 15- Análise da energia do sinal de resposta rápida de temperatura do ar de Caxiuanã (PA). a) Sinal de temperatura do ar (°K). b) Escalograma do espectro energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada)..... | 54 |

| | |
|---|----|
| Figura 16- Análise da energia da série temporal de reanálise de temperatura do ar de Caxiuanã (PA). a) Sinal de temperatura do ar (°K). b) Escalograma da energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada)..... | 55 |
| Figura 17- Média espacial de radiação de onda longa em uma faixa equatorial durante dois anos de cada fase do ENOS sem a OMJ. a) Anos de 1983 e 1998, episódios de El Niño. b) Anos de 1996 e 1999, episódios de La Niña. c) Anos de 1994 e 2002, episódios neutros. | 57 |
| Figura 18- Média espacial de radiação de onda longa em uma faixa equatorial de acordo com a fase do ENOS com a OMJ. a) Anos de 1987 e 1993, episódios de El Niño. b) Anos de 1985, 1989, 2001 e 2008, episódios de La Niña. c) Anos de 1981, 1982, 1990, 1997, 2005, 2006 e 2009, episódios neutros. | 59 |
| Figura 19- Precipitação acumulada diária para o período entre 1961 e 2010. Comparação entre a climatologia e os anos de 1993 (El Niño), 2001 (La Niña) e 2006 (Neutro) na cidade de Belém, PA. | 61 |
| Figura 20- Média da temperatura máxima (a) e mínima (b). Comparação entre a climatologia e os anos de 1993 (El Niño), 2001 (La Niña) e 2006 (Neutro) na cidade de Belém, PA. | 62 |
| Figura 21- Comparação entre a climatologia e ano de El Niño (1993), La Niña (2001) e Neutro (2006) para a cidade de Belém (PA). | 65 |
| Figura 22- Teste t de Student entre El Niño e La Niña (EN – LN), El Niño e Neutro (EN – NE) e La Niña e Neutro (LN – NE) para as seguintes variáveis medidas na cidade de Belém: a) Precipitação, b) Temperatura máxima, c) Temperatura mínima e d) Módulo do vento. | 66 |
| Figura 23- Análise da energia da série temporal de precipitação acumulada de Belém (PA). a) Sinal de anomalia de precipitação (mm). b) Escalograma da energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada). | 69 |
| Figura 24- Análise da energia da série temporal de temperatura máxima do ar de Belém (PA). a) Sinal de anomalia de temperatura do ar (°K). b) Escalograma da energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada)..... | 69 |
| Figura 25- Análise da energia da série temporal de temperatura mínima do ar de Belém (PA). a) Sinal de anomalia de temperatura do ar (°K). b) Escalograma da energia do | |

| | |
|---|----|
| sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada)..... | 70 |
| Figura 26- Análise da energia da série temporal do módulo do vento de Belém (PA). a) Sinal de anomalia do modulo do vento (m/s). b) Escalograma da energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada). | 70 |
| Figura 27- Imagens de satélite GOES 10 realçadas da América do Sul dos dias 08 e 24 de janeiro de 2009 para as fases inativa e ativa da OMJ. (a) 12:30 hora local; (b) 19:30 hora local; (c) 22:30 hora local. | 73 |
| Figura 28- Séries temporal de: (a) ROL e (b) componente zonal do vento para o mês de janeiro de 2009 na região de Caxiuanã (PA). | 74 |
| Figura 29- Séries temporais diárias de: a) precipitação, b) temperatura máxima e mínima e c) módulo do vento. Dados referentes ao período de 01 de dezembro de 2008 a 28 de fevereiro de 2009 na cidade de Belém, PA. | 76 |
| Figura 30- Avaliação da significância estatística da diferença entre as fases ativas e inativas da OMJ nos níveis de confiança calculados a partir do teste <i>t</i> de Student para precipitação (PRP), temperatura máxima (TMAX), temperatura mínima (TMIN) e módulo do vento. | 77 |
| Figura 31- Comparação entre os escalogramas de $w'T'$, em cada fase da OMJ em Caxiuanã (PA) no período diurno (11h – 15h) | 79 |
| Figura 32- Comparação entre os escalogramas de $w'q'$, de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA), para o período diurno (11h – 15h). | 80 |
| Figura 33- Comparação entre os escalogramas de $w'c'$, de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA), para o período diurno (11h – 15h). | 81 |
| Figura 34- Comparação entre os escalogramas de ECT de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período diurno (11h – 15h). | 80 |
| Figura 35- Coeficientes de correlação por escala das covariâncias diurnas de $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$ para: a) fase ativa da OMJ; b) fase inativa da OMJ. | 83 |
| Figura 36- Teste <i>t</i> de <i>Student</i> para os fluxos por escala de $w'T'$, $w'q'$, $w'c'$ e ECT no período diurno. A linha tracejada marca o nível de confiança de 95%..... | 84 |
| Figura 37- Comparação entre escalogramas de $w'T'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período de transição (19h – 20h). | 87 |
| Figura 38- Comparação entre escalogramas de $w'q'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período de transição (19h – 20h)..... | 88 |

| | |
|---|----|
| Figura 39- Comparação entre escalogramas de $w'c'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período de transição (19h – 20h)..... | 89 |
| Figura 40- Comparação entre os escalogramas de ECT de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período de transição (19h – 20h)..... | 90 |
| Figura 41- Coeficientes de correlação por escala das covariâncias do período de transição de $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$ para: a) fase ativa da OMJ; b) fase inativa da OMJ.... | 90 |
| Figura 42- Teste t de <i>Student</i> para os fluxos de $w'T'$, $w'q'$, $w'c'$ e ECT para o período de transição. A linha tracejada marca o nível de confiança de 95%..... | 91 |
| Figura 43- Comparação entre escalogramas de $w'T'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período noturno (22h – 23h). | 92 |
| Figura 44- Comparação entre os escalogramas de $w'q'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA), para o período noturno. | 94 |
| Figura 45- Comparação entre os escalogramas de $w'c'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA), para o período noturno. | 95 |
| Figura 46- Comparação entre os escalogramas de ECT de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período noturno. | 95 |
| Figura 47- Coeficientes de correlação por escala das covariâncias noturnas de $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$ para: (a) fase ativa da OMJ; (b) fase inativa da OMJ, para o período noturno..... | 96 |
| Figura 48- Teste t de <i>Student</i> aplicada à diferença entre os fluxos, por escala, de $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$, para o período noturno. A linha tracejada marca o nível de confiança de 95%..... | 97 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1- Relação entre parâmetro t e nível de confiança..... | 46 |
| Tabela 2- A: Relação entre a fase do ENOS com a OMJ, "s" para anos com a oscilação e "n" para anos sem a oscilação. B: Legenda de cor da tabela A e o número de eventos de OMJ associados com cada intensidade de ENOS. C: resumo do total de anos com e sem a oscilação, de acordo com a fase do ENOS..... | 56 |
| Tabela 3- Relação entre o número das escalas apresentadas nas figuras 28, 29 e 30 e o valor em minutos correspondente as mesmas..... | 78 |
| Tabela 4- Relação entre o número das escalas apresentadas nas figuras 34, 35 e 36 e o valor em minutos correspondente as mesmas..... | 85 |

ABREVIATURAS E SIGLAS

CLE- Camada Limite Estável.

CLP- Camada Limite Planetária.

CM- Camada de Mistura.

CPTEC- Centro de Previsão de Tempo e Clima

CR- Camada Residual.

CS- Camada Superficial.

ECT- Energia Cinética Turbulenta.

ENOS- El Niño/Oscilação Sul.

FFT- Fast Fourier Transform (Transformada Rápida de Fourier).

LBA- Large Scale Biosphere – Atmosphere Experiment in Amazonia.

LI- Linha de Instabilidade

NOAA- National Oceanic Atmospheric Administration.

ODP- Oscilação Decadal do Pacífico.

OMJ- Oscilação Madden – Julian.

ROL- Radiação de Onda Longa.

TEA- Theodorsen Ejection Amplifier.

TEAL- Theodorsen Ejection Amplifier Like.

TO- Transformada em Ondeletas.

ZCAS- Zona de Convergência do Atlântico Sul.

ZCIT- Zona de Convergência Intertropical.

SIMBOLOS

- c**- CO₂.
- c'**- Flutuação de CO₂.
- e**- Energia cinética turbulenta.
- f_c**- Força de Coriolis
- g**- Aceleração da gravidade.
- k**- Constante de von Kármán.
- L**- Comprimento de Obukhov.
- P**- Pressão.
- q**- Conteúdo de vapor d'água na atmosfera.
- q'**- Flutuação do conteúdo de vapor d'água na atmosfera.
- R**- Constante dos gases ideais.
- T'**- Flutuação de temperatura do ar
- T_v**- Temperatura virtual.
- U**- Velocidade zonal do vento.
- \bar{u} - Velocidade média do vento zonal.
- u'**- Flutuação da velocidade zonal do vento.
- V**- Velocidade meridional do vento.
- \bar{v} - Velocidade média do vento meridional.
- V'**- Flutuação da velocidade meridional do vento.
- W**- Velocidade vertical do vento.
- \bar{w} - Velocidade média do vento vertical.
- w'**- Flutuação da velocidade vertical do vento.
- Z**- Altura da camada superficial.
- ζ**- Parâmetro de Monin – Obukhov.
- σ**- Desvio padrão.
- σ²**- Variância.
- ρ**- Densidade
- Θ**- Temperatura potencial.
- Θ_v**- Temperatura potencial virtual

SUMÁRIO

| | | |
|--------------|---|----|
| 1 | INTRODUÇÃO | 18 |
| 2 | OBJETIVO | 20 |
| 2.1 | OBJETIVO GERAL..... | 20 |
| 2.2 | OBJETIVO ESPECÍFICO..... | 20 |
| 3 | ELEMENTOS TEORICOS | 21 |
| 3.1 | CAMADA LIMITE PLANETÁRIA..... | 21 |
| 3.1.1 | Estrutura da Camada Limite | 22 |
| 3.1.1.1 | Camada de Mistura..... | 22 |
| 3.1.1.2 | Camada Residual..... | 23 |
| 3.1.1.3 | Camada Limite Estável..... | 23 |
| 3.1.1.4 | Camada Superficial..... | 24 |
| 3.1.2 | Camada Limite nos Trópicos | 26 |
| 3.1.3 | Equações Governantes | 28 |
| 3.2 | Oscilação Madden – Julian..... | 29 |
| 3.3 | El Niño/Oscilação Sul..... | 31 |
| 3.4 | Múltiplas Escalas Temporais na Amazônia..... | 34 |
| 4 | SÍTIO EXPERIMENTAL | 37 |
| 5 | DADOS E METODOLOGIA | 39 |
| 5.1 | Período de Estudos e Dados..... | 39 |
| 5.2 | Transformada em Ondeletas..... | 40 |
| 5.3 | Elementos Estatísticos..... | 43 |
| 5.3.1 | Variância e Desvio Padrão | 44 |
| 5.3.2 | Covariância | 45 |
| 5.3.3 | Teste <i>t</i> de Student | 45 |
| 5.4 | Energia Cinética Turbulenta..... | 46 |
| 6. | RESULTADOS E DISCUSSÃO | 49 |
| 6.1 | Identificação da Oscilação Madden – Julian..... | 49 |
| 6.2 | Elementos da Climatologia da Oscilação de Madden – Julian (OMD) e do Fenômeno “El Niño/Oscilação Sul (ENOS)”..... | 55 |
| 6.3 | Diferenças observadas em grandezas meteorológicas medidas a superfície de acordo com a fase da Oscilação Madden – Julian (OMJ)..... | 71 |
| 6.3.1 | Análise Observacional | 71 |
| 6.3.2 | Diferença entre as fases inativa e ativa da OMJ observada nos dados diários da cidade de Belém (PA) | 74 |

| | | |
|-------|--|-----|
| 6.3.3 | Diferença entre as fases inativa e ativa observada nos dados de resposta rápida diurnos em Caxiuanã (PA)..... | 77 |
| 6.3.4 | Diferença entre as fases inativa e ativa observada nos dados de resposta rápida do período de transição dia – noite em Caxiuanã (PA)..... | 86 |
| 6.3.5 | Diferença entre as fases inativa e ativa observada nos dados de resposta rápida noturnos em Caxiuanã (PA)..... | 92 |
| 7 | CONCLUSÕES E SUGESTÕES..... | 98 |
| | REFERENCIAS | 100 |
| | APÊNDICES | 110 |
| | APÊNDICE A – DESVIO PADRÃO POR ESCALA DE 15 DIAS EM CADA FASE DA OMJ PARA O PERÍODO DIURNO DE: a) $w'T'$; b) $w'q'$; c) $w'c'$; d) ECT..... | 110 |
| | APÊNDICE B – DESVIO PADRÃO POR ESCALA DE 15 DIAS EM CADA FASE DA OMJ PARA O PERÍODO DE TRANSIÇÃO DE: a) $w'T'$; b) $w'q'$; c) $w'c'$; d) ECT..... | 111 |
| | APÊNDICE C – DESVIO PADRÃO POR ESCALA DE 15 DIAS EM CADA FASE DA OMJ PARA O PERÍODO NOTURNO DE: a) $w'T'$; b) $w'q'$; c) $w'c'$; d) ECT..... | 112 |

1. INTRODUÇÃO

Cada vez mais pessoas se deslocam para os grandes centros urbanos na busca de um emprego, serviços, educação, na busca de uma melhor qualidade de vida. As cidades se desenvolvem, o número de casas aumenta, indústrias são instaladas, o comércio cresce, rodovias são abertas. No entanto, não é sempre que esse desenvolvimento é acompanhado por um senso de responsabilidade ambiental, resultando em enchentes, aumento na quantidade de poluentes no ar e nos rios, dias e noites mais quentes, os centros urbanos estão ficando mais vulneráveis as mudanças ambientais ocasionadas por este desenvolvimento desordenado.

A ocorrência de eventos meteorológicos extremos vem ocasionando diversos problemas para as cidades brasileiras. Fortes chuvas são responsáveis por deslizamentos de terra e enchentes na região sudeste, cidades no nordeste brasileiro experimentam longos períodos de seca, o nível da água de rios da Amazônia causam enchentes na região.

Teorias em relação à região tropical úmida tratam a sua atmosfera como podendo apresentar um “estado perturbado” (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999, p. 285 – 288), no qual diversos mecanismos atmosféricos de diferentes escalas temporais e espaciais interagem, de tal forma que conceitos clássicos aplicados às camadas limites atmosféricas, podem ser alterados sobre tais condições. Um dos possíveis efeitos da existência de tais “estados perturbados” seria o de potencializar efeitos de fenômenos tais como das oscilações intrasazonais em suas ações próximo da superfície. Como um exemplo de tais fenômenos, poder-se-ia mencionar as fases ativa e inativa da Oscilação Madden – Julian quando da ocorrência de tais estados perturbados.

No entanto, simular através de modelos numéricos parametrizações mais adequadas a este “estado perturbado” da camada limite ainda apresenta muitos desafios e é um dos principais tópicos de pesquisas em camada limite atmosférica das regiões tropicais. A complexidade em se analisarem fenômenos deste estado da atmosfera não esbarra apenas na dificuldade do homem em expandir a sua compreensão daquilo que forma o seu objeto de estudo, mas também na habilidade do mesmo em expressar quantitativamente estas conexões. Aos poucos, os modelos que simulam a atmosfera vêm evoluindo cada vez mais no que diz respeito às múltiplas escalas, associando eventos que ocorrem na microescala com eventos de grande escala (AVISSAR et al, 1998; GRABOWSKI, 2001; KHAIN; INGEL, 1996; VIDALE et al, 1997; WENG E LAU, 1994). Com o desenvolvimento de ferramentas como a Transformada em

Ondeletas, mais estudos são desenvolvidos visando o entendimento da relação existente entre estes diversos elementos (ALBRECHT; SILVA DIAS, 2005; BOLZAN; VIEIRA, 2006; CARVALHO et al, 2002; DOMINGUES et al, 2005).

Este trabalho foi desenvolvido visando esta interação entre escalas diferentes. Utilizando a Oscilação Madden – Julian como objeto de estudo, verificou-se a possível diferença estatisticamente significativa em parâmetros de microescala (fluxos e energia cinética turbulenta, por escala) em Caxiuanã (PA) e variáveis de superfície (precipitação, temperatura do ar e velocidade do vento) em Belém (PA) de acordo com a fase ativa e inativa desta oscilação de escala intrasazonal.

Poucos estudos já foram realizados com objetivo de se estudar as fases da Oscilação Madden – Julian e como ela influencia, não apenas a precipitação, mas vários outros parâmetros e variáveis ambientais, como a temperatura máxima, velocidade do vento e fluxos de turbulentos. Pesquisas como esta geram subsídios uteis para o desenvolvimento de modelos de tempo e clima mais precisos, beneficiando a sociedade como um todo, pois eventos extremos ligados à interação entre vários fenômenos meteorológicos poderão ser antecipados pelos órgãos responsáveis pelo seu monitoramento e a população poderá ser avisada com antecedência, tomando então as precauções necessárias para a redução de prejuízos.

2 OBJETIVO

2.1 Objetivo Geral:

Verificar se grandezas meteorológicas medidas a superfície apresentam médias diferentes nas fases ativa e inativa da Oscilação Madden – Julian no nordeste da Amazônia.

2.2 Objetivos Específicos:

- Identificar o período de ocorrência da Oscilação Madden – Julian, bem como suas fases ativa e inativa, nos períodos em que se dispõe de dados de reanálise, da NOAA, adequados para este fim.

- Verificar em 30 anos (1980 a 2010) de dados de reanálise da NOAA se há influência do El Niño/Oscilação Sul no ocorrência da Oscilação Madden – Julian.

- Verificar quais das variáveis disponíveis medidas na estação do INMET de Belém (PA), em um período de 30 anos (1980 a 2010) apresentam diferenças estatisticamente significantes nas fases ativa e inativa da Oscilação Madden – Julian.

- Utilizar dados turbulentos (período de 52 dias, de 14 de dezembro de 2008 a 08 de fevereiro de 2009) medidos acima de floresta na Amazônia Oriental (Caxiuanã, Pa) para calcular fluxos turbulentos por escala durante um período de fase ativa e outro de fase inativa da Oscilação Madden – Julian. Com isso, verificar se há diferença significativa, por escala, nos fluxos turbulentos medidos nas fases ativa e inativa para vários períodos do dia.

3 ELEMENTOS TEÓRICOS

Durante a realização deste trabalho, alguns elementos principais serão abordados, a Camada Limite Planetária, a Oscilação de Madden – Julian (OMJ) e a possível influencia do segundo elemento sobre o primeiro. Estes itens serão definidos em maiores detalhes ao longo desta sessão, de modo à fornecer uma base teórica para o estudo dos mesmos.

3.1 Camada Limite Planetária.

Em 1988, Roland B. Stull escreveu o livro: “*An Introduction to Boundary Layer Meteorology*” (Introdução a Meteorologia da Camada Limite) que serve uma boa base para o estudo deste domínio do conhecimento, ao menos de um ponto de vista “convencional”, voltado para a caracterização do escoamento atmosférico em latitude média acima de superfícies continentais. Outros autores, como Garstang e Fitzjarrald (1999), e Lee e Law (2004) também escreveram interessantes bases para o estudo da camada limite.

A CLP é definida de acordo com o livro como sendo a parte da Troposfera que está em contato direto com a superfície da Terra, respondendo diretamente a sua influencia em uma escala de tempo de 1 hora ou menos e altura em torno de 1 km.

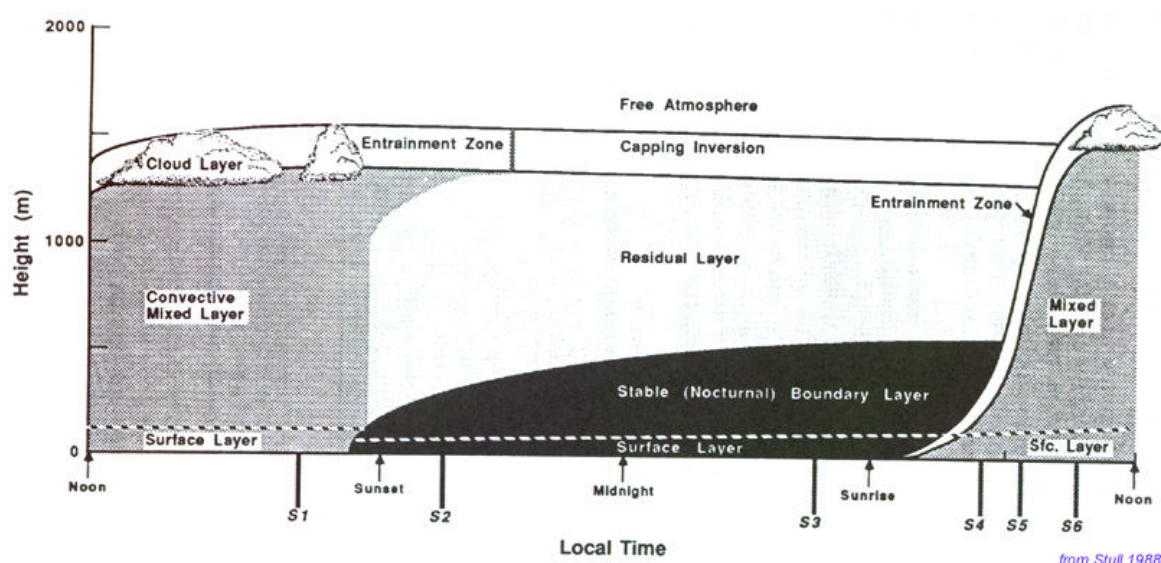
A superfície do planeta interfere na atmosfera diretamente acima através do atrito, transferência de calor e umidade, modificações no escoamento. A radiação também interpreta um importante papel. Quando o sol nasce, o solo se aquece e transfere esta energia para a atmosfera proporcionando transformações na CLP. Um dos mais importantes transportes é também uma das principais características desta camada é a ocorrência da turbulência em toda sua extensão.

A turbulência é composta por redemoinhos irregulares de tamanhos variados, denominados de vórtices (eddie), contidos no escoamento atmosférico a elevados números de Reynolds. Estes eddies podem ser gerados devido ao cisalhamento do vento, causado por irregularidades na superfície e pelo atrito; pelo aquecimento do solo, que gera variação na densidade do ar diretamente acima da superfície fazendo com que ele se difunda verticalmente por via da turbulência - que pode ser visualizada através do perfil de temperatura potencia virtual e de outras grandezas meteorológicas.

3.1.1 Estrutura da Camada Limite

A estrutura da CLP varia ao longo do dia, apresentando configurações com características próprias, esquematizados na Figura 1, tais quais: Camada Convectiva de Mistura (*Convective Mixed Layer*), Camada Residual (*Residual Layer*), a Camada Limite Estável (*Stable Boundary Layer*) e Camada Superficial (*Surface Layer*).

Figura 1- Configuração da Camada Limite ao longo do dia em latitudes médias, acima do continente.



Fonte: Stull (1988).

3.1.1.1 Camada de Mistura (*Mixed Layer, CM*)

A Camada de Mistura (CM) se forma durante as primeiras horas da manhã, pouco após o nascer do sol. A radiação solar fornece energia térmica para a geração de turbulência, a partir da transferência molecular de energia na interface solo – atmosfera (neste processo, os termais quentes são originados) e da intrusão de ar frio no topo da camada de nuvens (neste caso, existem termais frios). Apesar de a turbulência gerada ser predominantemente de origem radiativa, no topo da camada ocorre cisalhamento do vento que contribui para a formação de turbulência. A vorticidade presente nesta camada é responsável por forte mistura em toda sua extensão, resultando em um perfil quase uniforme de temperatura potencial, umidade e momento. A altura máxima da Camada de Mistura não é indefinida, atingindo seu máximo durante a metade da tarde.

No topo da CM, existe uma camada estável limitando o domínio da turbulência na camada limite, a zona de entranhamento (*Entrainment Zone*, região na qual há inversão no perfil vertical de temperatura potencial e ocorre entrada de ar da atmosfera livre), impedindo que as térmicas se desenvolvam além desta zona, de tal forma a dificultar a passagem de turbulência para o restante da atmosfera. É interessante notar que com este “bloqueio”, não apenas os vórtices ficam restringidos a esta região, como os poluentes, que são transportados por mecanismos turbulentos, são impedidos de passar pela zona de entranhamento, resultando no seu acúmulo na CM.

3.1.1.2 Camada Residual (*Residual Layer*, CR)

Com o pôr do sol, as térmicas deixam de existir, e a intensidade da turbulência é reduzida, porém não extinta, é constituída a Camada Residual (CR), que pode abrigar turbulência inercial, ainda como resultado da antiga configuração da CLP.

Como o próprio nome indica, esta é uma camada de “resíduos”, ela mantém algumas características da camada de mistura anterior, como as variáveis de estado médio e variáveis de concentração. Diferentemente da CM, esta camada atmosférica não possui contato direto com o solo e sim com a Camada Limite Noturna. Logo, os elementos superficiais não influenciam diretamente esta região, fazendo com que esta camada não seja incluída na definição de camada limite.

3.1.1.3 Camada Limite Estável (*Stable Boundary Layer*, CLE)

Com o pôr do sol, a principal fonte de energia para a turbulência durante o dia deixa de existir, de forma que pouca turbulência é observada na CLE, tende a ocorrer de forma esporádica e de curta duração. Observando a figura 1, nota-se que a camada estável não tem formação iniciada exatamente após o por do sol e sim alguns momentos antes, pois no final do dia, a quantidade de radiação que chega a superfície não é suficiente para manter a condição instável perto da superfície, desacoplando a CM do solo.

Com o avançar da noite, a principal fonte de energia turbulenta passa a ser mecânica, principalmente o cisalhamento do vento, favorecido pelo eventual aparecimento dos jatos de baixo nível. Esse padrão resulta em uma dispersão mais horizontal dos poluentes, pois o principal mecanismo de transporte vertical, a turbulência, deixa de ser predominante.

3.1.1.4 Camada Superficial (*Surface Layer*, CS)

Em contato direto com a superfície está a camada limite superficial (CS). Ao se analisar os fluxos desta região, assume-se que os mesmos sejam constantes ao longo de toda a camada, que pode atingir altura máxima de algumas dezenas de metros.

Para esta camada atmosférica foi desenvolvida a Teoria da Similaridade baseada na aplicação de análise dimensional (Teoria PI de Buckingham) de modo a se obter uma equação empírica ou um conjunto de curvas com a mesma forma, daí o nome “similaridade”, com perspectiva de aplicabilidade universal. Na camada superficial, Monin e Obukhov (1954) desenvolveram uma teoria de similaridade que adimensionaliza os fluxos de acordo com escalas “características” superficiais (u_* , T_* , etc). Segundo essa suposição os fluxos na CS passam a ser constantes com a altura e possuem um comportamento “universal” que depende apenas de elementos superficiais. Na Teoria da Similaridade de Monin – Obukhov o parâmetro adimensional ζ tem significado físico fundamental:

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (\text{eq. 1})$$

Onde z é a altura da camada superficial e L é o comprimento de Obukhov, variável que exprime a partir de qual altura as forças de fluatibilidade serão mais importantes do que as forças mecânicas na geração de turbulência. L é definido pela equação seguinte:

$$L = \frac{-\left(\overline{u'w'_s}^2 + \overline{v'w'^2}\right)^{\frac{1}{4}}}{\left[k \cdot \left(\frac{g}{\theta_v}\right) \cdot \left(\overline{w'\theta'_v}\right)\right]} \quad (\text{eq. 2})$$

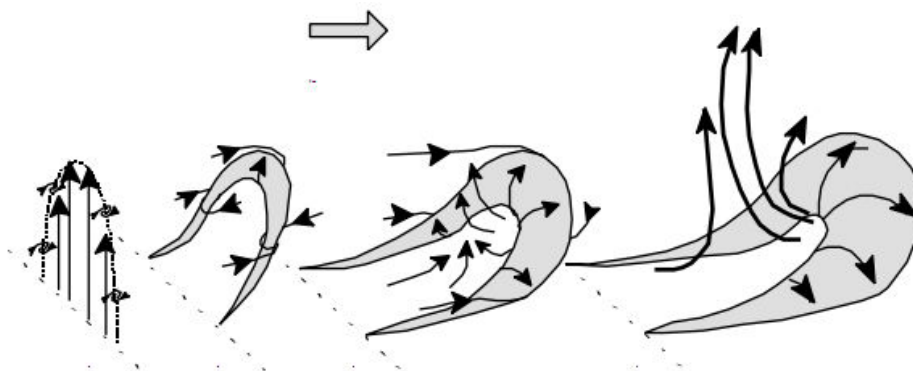
Onde u' , v' e w' são respectivamente flutuações das velocidades horizontais ao longo da direção do vento médio, e horizontais perpendiculares ao vento médio; k é a constante de Von Kármán (aproximadamente 0,4), g a aceleração da gravidade e θ_v a temperatura potencial.

A Teoria da Similaridade apresenta resultados significativos quando aplicada a uma superfície homogênea e em condições estacionárias. No entanto, o mesmo não

pode ser confirmado quando se aplica esta teoria para situações heterogêneas. Com o avanço nos estudos sobre esta teoria e sobre a camada superficial, notou-se que as variáveis estudadas nem sempre dependiam apenas de sua escala característica superficial, ou seja, elementos externos a CS poderiam estar influenciando estas variáveis.

Um autor que ressalta esta influência é McNaughton (2004) ao sugerir a criação dos chamados TEAs (*Theodorsen Ejection Amplifier*). O escoamento médio do vento próximo a superfície pode ser cisalhado de tal forma a gerar um vórtice com estrutura similar a um grampo de cabelo. A figura 2 mostra a evolução de um TEA, com as setas representando a direção do vento.

Figura 2- Esquemática da formação de um TEA.



Fonte: McNaughton, (2004).

Na última etapa da evolução de um TEA, uma corrente de ar é ejetada para cima, podendo gerar outro TEA, maior que o anterior. Para que este TEA maior seja criado a partir de um TEA inicial, o primeiro deve ser o mais bem desenvolvido possível, com ejeção de direção e intensidade ideais. É comum na natureza que este processo nem sempre seja perfeito e a estrutura gerada não seja igual ao modelo, neste caso sendo denominadas de TEALs (*TEA-like*, ou seja “similar” ao TEA). Eles podem alcançar o topo da CS, entrando em contato com a turbulência gerada na CM por meio de flutuação em uma camada chamada de “zona de transição”, onde ambos os eddies tendem a se quebrar, fornecendo energia para auxiliar outras estruturas turbulentas a se desenvolver, incluindo estruturas na CS. Von Randow (2002) também evidenciam a contribuição de processos de mesoescala para os fluxos na CS, além de mostrar que o coeficiente de correlação entre umidade e temperatura é diferente de 1 e -1. Estes fatores confirmam a

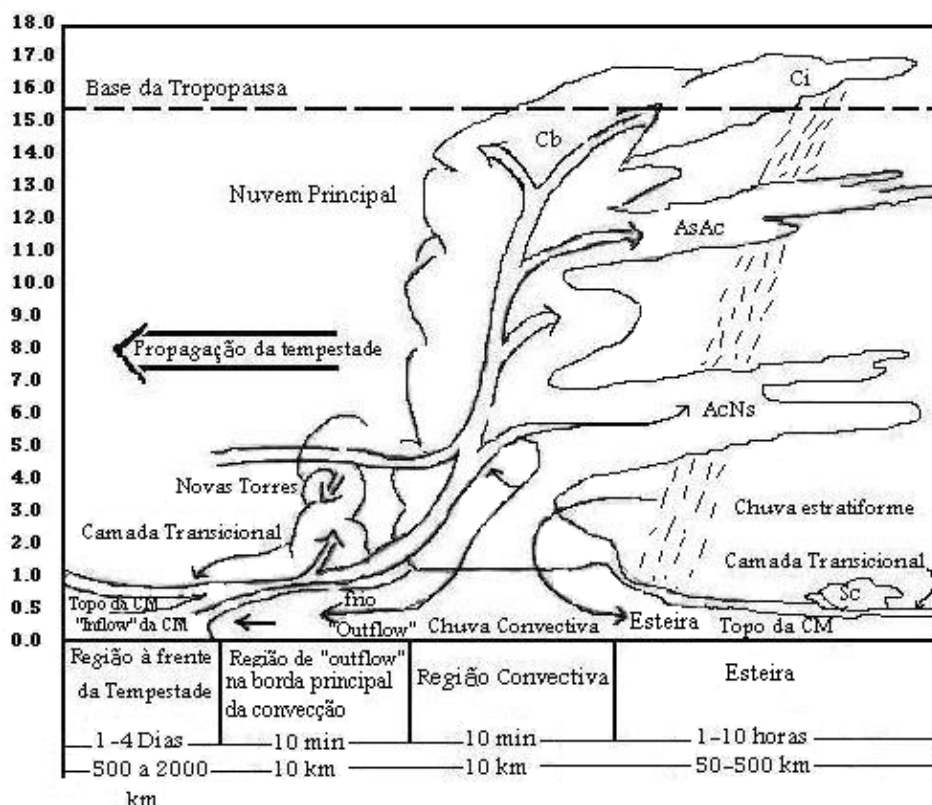
hipótese de que a Teoria da Similaridade de Monin – Obuckov não se sustenta para todas as situações.

3.1.2 Camada Limite nos Trópicos (Estado “Perturbado” e “Não Perturbado”)

Esta estrutura da Camada Limite Planetária, no entanto, não é observada em todo o planeta, nos trópicos a camada limite apresenta certas características diferentes (BAHT, 2010; GUPTA, 1998; KWON, 2007; OLIVEIRA JÚNIOR). A CLP tropical apresenta topo mais alto do que em regiões extratropicais, podendo atingir até 5 km, devido a grande quantidade de energia recebida proveniente do Sol. Indícios de que a camada limite tropical seja influenciada pela dinâmica das nuvens convectivas existentes, o que já foi observado por Fitzjarrald e Garstang (1981). Os autores verificaram que a CLP em um oceano tropical sob a presença de uma forte nuvem convectiva sofre os efeitos das correntes ascendentes e descendentes da nuvem, tendo não apenas variáveis como temperatura e umidade alteradas, como também a sua espessura. No final da década seguinte, Garstang e Fitzjarrald (1999) desenvolveram um novo conceito para descrever a camada limite nos trópicos: atmosfera em estado “perturbado” e “não perturbado”.

O estado “não perturbado” da atmosfera tropical se assemelha com a estrutura da CLP descrita por Stull (1988), onde o acoplamento entre as diferentes camadas é limitado. No entanto, na presença de uma nuvem convectiva, esta situação tende a mudar, e o mesmo conceito aplicado para o estado “não perturbado” não pode ser mais utilizado para descrever este novo estado no qual a atmosfera se encontra. A figura 6 apresenta um esquema do estado “perturbado” da atmosfera tropical, de acordo com Garstang e Fitzjarrald (1999).

Figura 3: Esquemática da CLP tropical em “estado perturbado”.



Fonte: Silva, L M (2008). Adaptado de Garstang e Fritzjerrald (1999)

Nestas condições, não existe a clara distinção entre as camadas atmosféricas observada no antigo modelo atmosférico citado por Stull (1988), as camadas de mistura, superficial, residual, estável.. Todas as camadas atmosféricas estão acopladas e mistura passa a ocorrer em toda troposfera. Devido à forte mistura vertical ao longo da CLP, o mais correto é separá-la horizontalmente, de acordo com a nuvem convectiva responsável pela “perturbação” na camada.

Como pode ser observado na figura 6, a região a frente da nuvem principal sofre perturbação na escala temporal de 1 a 4 dias e espacial na ordem de 500 a 2000 km. A região seguinte, região de “outflow” sofre interferência da nuvem convectiva na ordem de 10 minutos e 10 km, nesta região, a corrente descendente de ar frio e seco da nuvem principal ajuda a condensar o vapor d’água nesta região, favorecendo a formação de nebulosidade e sustentando o sistema convectivo. A região convectiva, com escala de 10 minutos e 10 km apresenta fortes correntes de ar, ascendentes e descendentes, levando ar próximo à superfície para a alta troposfera e trazendo ar de grandes altitudes para a superfície. Este processo é responsável pela mistura observada em toda extensão da camada limite. A última parte do sistema é a chamada “região da esteira”, onde

véstígios da nuvem principal podem ser observados na forma de nuvens estratiformes, com escala temporal variando entre 1 e 10 horas e escala espacial entre 50 e 500 km.

3.1.3 Equações Governantes.

Antes de se falar sobre equações governantes, vale destacar a separação entre média e flutuação (parte turbulenta).

A já supracitada individualidade da camada limite atmosférica em relação ao restante também pode ser expressa nas equações governantes. As formulas originais do gás ideal (eq. 3), conservação de massa (eq. 4, admitindo-se a condição de incompressibilidade), momento (eq. 5), umidade (eq. 6) e calor (eq. 7), são representados a seguir:

$$p = \rho_{ar} RT_V \quad (\text{eq. 3})$$

$$\frac{\partial U_j}{\partial x_j} = 0 \quad (\text{eq. 4})$$

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} + U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3} g + f_c \varepsilon_{ij3} U_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j^2} \quad (\text{eq. 5})$$

$$\frac{\partial q_T}{\partial t} + U_j \frac{\partial q_T}{\partial x_j} = \nu_q \frac{\partial^2 q}{\partial x_j^2} + \frac{S_{qT}}{\rho_{ar}} \quad (\text{eq. 6})$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + U_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = \nu \frac{\partial^2 \theta}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial \theta^*}{\partial x_j} \right) - \frac{L_p E}{\rho C_p} \quad (\text{eq. 7})$$

Estas equações passam por diversos processos para se adequar a turbulência presente na camada limite, como simplificações, aproximações e escalonamentos, como por exemplo: aproximação da hidrostática, média de Reynolds, equação da continuidade e aproximação de Boussinesq (STULL, 1988). Um processo pelo qual todas as formulas passam é a aplicação da média de Reynolds, no qual se torna possível obter a média de uma variável dividida em média e flutuação. Após estes diversos passos, chega-se a um

conjunto de equações próprias para a CLP, que seguem a mesma ordem das equações anteriores:

$$\frac{\bar{P}}{R} = \bar{\rho T}_v \quad (\text{eq. 8})$$

$$\frac{\partial \bar{U}_j}{\partial x_j} = 0 \quad (\text{eq. 9})$$

$$\frac{\partial \bar{U}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{U}}{\partial x_j} = +f_c(\bar{V}_g - \bar{V}) - \frac{\partial(\bar{u}'_j \bar{u}')}{\partial x_j} \quad \text{e} \quad \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{V}_j \frac{\partial \bar{V}}{\partial x_j} = +f_c(\bar{U}_g - \bar{U}) - \frac{\partial(\bar{u}'_j \bar{u}')}{\partial x_j} \quad (\text{eq. 10})$$

$$\frac{\partial \bar{q}_T}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{q}_T}{\partial x_j} = +\frac{S_{qT}}{\rho_{ar}} - \frac{\partial(\bar{u}'_j \bar{q}'_T)}{\partial x_j} \quad (\text{eq. 11})$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho C_p} \left(L_V E + \frac{\partial \bar{\theta}^*}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial(\bar{u}'_j \bar{\theta}')}{\partial x_j} \quad (\text{eq. 12})$$

3.2 Oscilação Madden – Julian (OMJ).

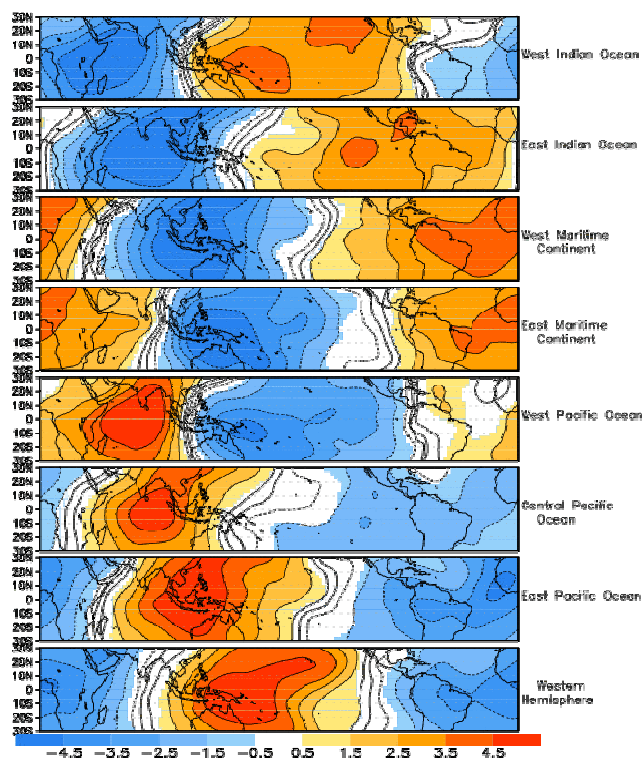
A OMJ é uma onda troposférica de baixa frequência que se desloca para leste pelos trópicos em um período de 40 a 50 dias em escalogramas de temperatura, pressão e vento zonal, descrita pela primeira vez por Madden e Julian (1971). Aplicando Transformada Rápida de Fourier (FFT) a estes conjuntos de parâmetros, os autores obtiveram informações importantes sobre a estrutura desta oscilação, tornando possível determinar que esta onda atua sob a forma de uma grande célula de circulação zonal, tendo como principal mecanismo de movimento a convecção profunda, além de estar presente em toda a troposfera.

Formando-se sobre a Oceania, a OMJ se desloca para leste sobre a banda do equador, favorecendo ou desfavorecendo a formação de nebulosidade, e conseqüentemente, precipitação local. Matthews (2006) sugere dois mecanismos responsáveis pela movimentação para leste da OMJ: o primeiro está relacionado a

características locais sobre a chamada “piscina quente” do Pacífico, onde um padrão de dipolo em relação a convecção pode ser observado entre o leste do oceano Índico (convecção é favorecida) e oeste do oceano Pacífico (convecção é desfavorecida); o segundo mecanismo diz respeito à anomalia de pressão ao nível médio do mar que se propaga para este como uma onda de Kelvin equatorial seca, dando a volta ao redor do globo, coincidindo com o início de outro ciclo da OMJ.

Atualmente, diversos centros meteorológicos monitoram o desenvolvimento da OMJ, pois a mesma já foi reconhecida como um dos principais moduladores de tempo na região equatorial, podendo interferir nos sistemas que nela atuam. Na região amazônica, Souza e Ambrizzi (2006) estudaram a modulação da precipitação no Brasil e observaram que esta oscilação intrasazonal é responsável pelo aumento da precipitação sobre a Amazônia, interagindo com os sistemas responsáveis por variações submensais, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (SOUZA et al., 2005). Vitorino (2003) e Vitorino et al., (2006) mostraram através da aplicação da TO (Morlet) aos campos de pressão ao nível médio do mar, radiação de onda longa emergente e vorticidade relativa em altos níveis, que esta oscilação influencia de forma distinta cada subregião do Brasil.

Figura 4: Propagação da OMJ sobre o Pacífico tropical, a partir da velocidade potencial (azul-favorável; vermelho – desfavorável)



Fonte: OMJ, 2009. www.cpc.noaa.gov

Weickmann (1985) utilizou dados de ROL (Radiação de Onda Longa) em um estudo estatístico para provar que existem flutuações que se desloca para leste sobre o cinturão equatorial na escala de 28-70 dias nesta variável.

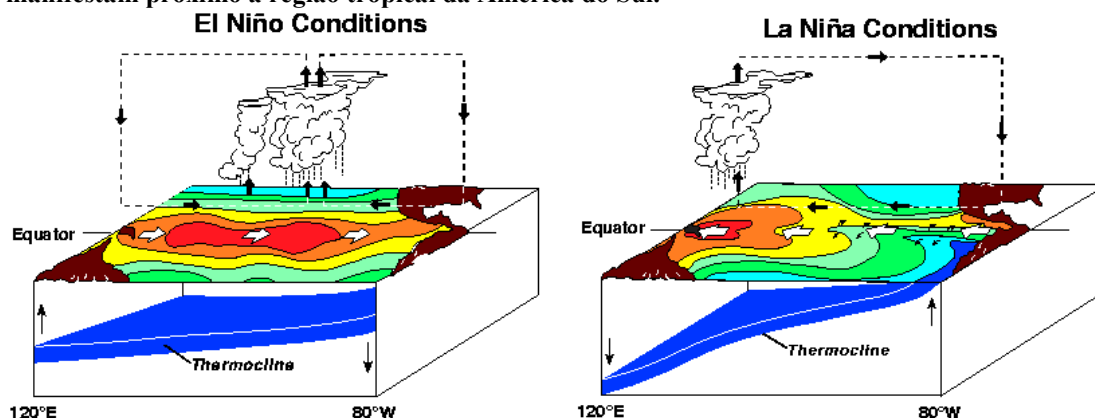
A Figura 4 representa a variação espacial da variável ROL sobre o Pacífico Equatorial. Como foi comentado anteriormente, a OMJ acaba por se caracterizar como uma grande célula convectiva, logo, este é um dos principais itens a ser analisado quando a identificação do sinal da oscilação se torna necessário, pois o ROL fornece uma estimativa de convecção. Quanto menor o seu valor significa que existe mais nebulosidade, implicando em uma maior atividade convectiva. Outro item importante é a componente zonal do vento, componente “u”. Como a OMJ se desloca para oeste, espera-se que sejam observadas anomalias no escoamento zonal na região equatorial, pois os ventos nesta região são, predominantemente, de leste.

A OMJ não se relaciona apenas com sistemas de escalas menores do que a sua. Além da sua interação com a ZCAS e ZCIT, ela se conecta com outro importante mecanismo de modulação de tempo e clima da região amazônica, o ENOS (El Niño Oscilação Sul). Durante a sua fase positiva de ENOS (El Niño) o Pacífico equatorial leste tende a ficar anormalmente quente deslocando a célula convectiva da Oceania para leste. Com isso, a OMJ se enfraquece a ponto de desaparecer. Por outro lado, durante a fase negativa (La Niña) as águas sobre a Oceania ficam mais quentes, a convecção é intensificada, favorecendo a geração de OMJ (LAU; CHAN, 1988; PHILANDER, 1990; VITORINO, 2006).

4.4. El Niño/Oscilação Sul.

O ENOS associa-se ao aquecimento ou resfriamento anômalo das águas do Pacífico equatorial, mas muitos aspectos físicos subjacentes a este fenômeno continuam sem clara explicação. No entanto, os avanços que já foram alcançados pela pesquisa científica tornaram possível a previsão da sua ocorrência com uma antecedência de até seis meses (COBB, 2003). Ele pode se apresentar de duas formas: La Niña (fase negativa da TSM) e o El Niño (fase positiva da TSM), e cada uma interfere de uma maneira peculiar na circulação atmosférica e no oceano (DRUMOND; AMBRIZZI, 2005; KAYANO; ANDREOLI, 2006; KAYANO et al., 2005; PHILANDER, 1990).

Figura 5: Representação esquemática da célula de Walker, TSM (sobreado, tons escuros mais quentes e tons claros frio) e termoclina (*thermocline*), durante El Niño e La Niña, os quais se manifestam próximo a região tropical da América do Sul.

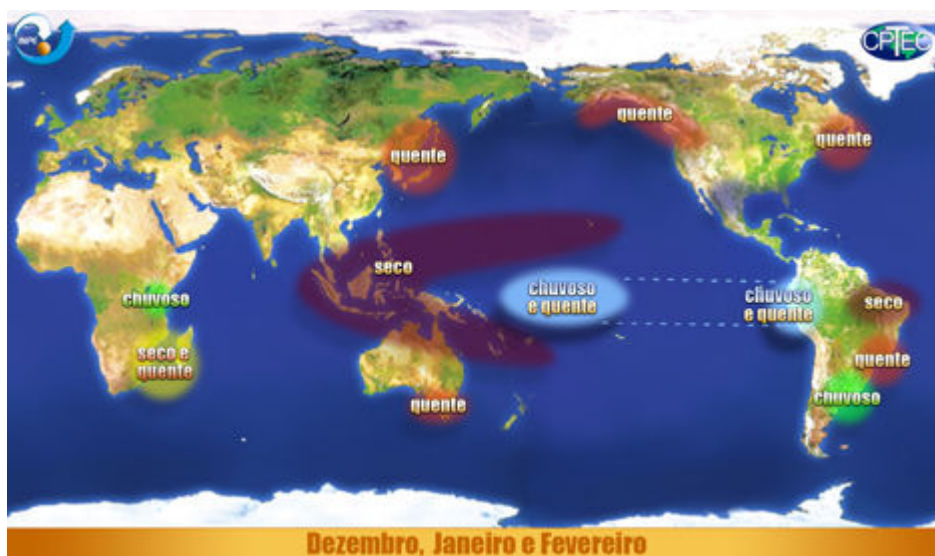


Fonte: ENOS, 2009

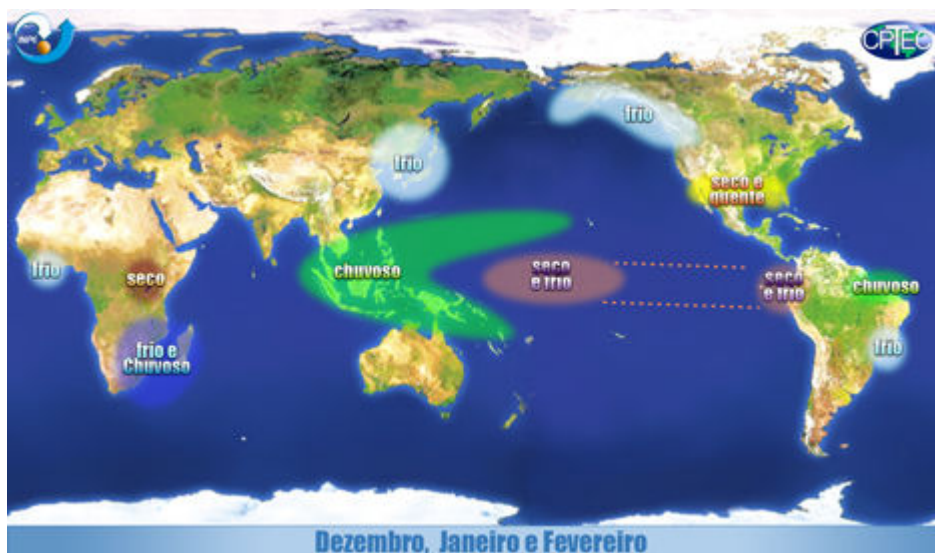
Na figura 5, pode-se ver a diferença entre as fases do ENOS. Na fase positiva, a TSM sobre a região tropical do oceano fica maior, com a formação de um ramo ascendente da célula de Walker no oceano e dois ramos descendentes, um próximo à Oceania e outro acima da região da Amazônia. Devido a esta configuração da circulação geral da atmosfera, o sentido dos ventos alísios também sofre alteração, pois sendo originalmente de leste, passam a ser de oeste. Esta configuração é responsável pela redução das chuvas na Amazônia, pois o ramo descendente que se forma sobre a região, desfavorece a convecção e conseqüentemente a formação de nuvens passa a ser inibida, pois as mesmas se originam do movimento ascendente do ar que transporta umidade da superfície para a formação das nuvens. Durante a fase negativa, a célula de Walker não sofre alteração e sim uma intensificação. Com o resfriamento anômalo da região oeste do pacífico equatorial, os ventos alísios de leste se fortalecem, “empilhando” mais água sobre a chamada “piscina quente”, localizada próxima a Oceania. Com isso, os ramos ascendentes se fortalecem sobre a Amazônia e Oceania, favorecendo o aumento da precipitação (ANDREOLI et al., 2011; GRIMM et al., 2002; ZENG, 1998). As mudanças nas condições de tempo e clima não se resumem apenas a estas duas regiões, pois diversas outras localidades na Terra são influenciadas pelo ENOS (Figura 16).

Figura 6: Alterações climáticas causadas pelo ENOS ao redor do mundo durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro.

a)



b)



Fonte: CPTEC, 2012.

Observa-se na figura 6 que, durante a ocorrência de El Niño, as mudanças na circulação atmosférica são responsáveis por deixar o clima mais quente e seco em várias localidades (exemplo: norte do Brasil e Japão). Quando um episódio de La Niña se estabelece, a circulação atmosférica não se altera, mas ela se intensifica como foi visto na figura 15. Com isso, lugares onde já se espera chuva para o trimestre, devem-se tornar mais chuvosos (exemplo: norte do Brasil e África do Sul), enquanto que outras regiões devem passar por períodos mais secos (exemplo: região central da África e sul dos Estados Unidos).

Philander (1990) escreveu sobre “teleconexões” relacionadas ao ENOS, ou seja, uma forma de explicar como regiões afastadas do planeta sofrem a influencia de processos que ocorrem em outras regiões muito distantes das primeiras. Durante o estágio de desenvolvimento pleno de um episódio de El Niño, um par de anticiclones é formado sobre o Pacífico central. Estes são responsáveis pelo fortalecimento da célula de Hadley propiciando alterações nas condições atmosféricas de regiões mais afastadas dos trópicos. O autor comenta que esta teleconexão pode ter sido a causadora de um aumento no número de tempestades em diversas cidades da costa oeste dos Estados Unidos, durante o El Niño de 1982 – 1983, e também responsável pelo aumento na precipitação no sul do Brasil e norte da Argentina nesta ocasião. Autores como Wang et al (1999), Grimm et al (2000) e Vitorino et al (2006), chegaram a resultados que evidenciam tal mecanismo de teleconexão, confirmando o proposto por Philander (1990).

4.5 Múltiplas Escalas Temporais na Amazônia.

A questão da atuação de sistemas e mecanismos de diferentes escalas de tempo na Amazônia já foi abordada por diversos autores. Como citado anteriormente, (Von Randow et al (2002)) em seu trabalho a contribuição, por escala, para o fluxo turbulento pode ser dividida em duas classes: turbulenta e mesoescala, sendo significativa a contribuição da segunda classe para o fluxo total, sob certas condições. Cerca de 28% do transporte de calor sensível e 27% de calor latente ocorrem em uma escala superior a 800m durante a estação chuvosa, passando para 29% e 30% na estação seca. O fluxo de CO₂ se comporta de forma similar, atingindo valores de 30% e 27% na estação chuvosa e seca. Tal resultado pode estar associado às características da região, que por apresentar diversas áreas de desflorestamento, movimento de mesoescala deve estar sendo gerado, ocasionando esta conclusão.

As análises por escala de movimentos estatísticos de variáveis turbulentas, tais como da variância e da covariância, também geraram resultados que evidenciam a influencia de elementos de baixa frequência nas grandezas turbulentas. A variância da velocidade vertical do vento apresentou pico espectral em torno da escala de 300m, diferentemente dos escalares (temperatura virtual, umidade específica e dióxido de carbono, cujo pico espectral de todos se deslocou para escalas maiores). O estudo dos fluxos pelo método das covariâncias (ARAÚJO et al, 2010; GU et al, 2012; LEE, 2004;)

revelou que a maior energia está concentrada em uma escala de ordem igual ou superior a de velocidade vertical. No entanto, com significativos picos ocorrendo na baixa frequência, na mesoescala. Assim como Gu et al (2001), Von Randow et al (2002) sugerem que este pico seja causado por falhas na cobertura de nuvens, causando intensificação na velocidade vertical.

Um procedimento muito útil para detectar eventuais falências na universalidade da aplicabilidade da Teoria da Similaridade de Monin – Obukhov (TSMO) na CS é constituída pela utilização da informação contida nos valores dos coeficientes de correlação, entre escalares, inclusive por escala (DE BRUIN et al, 1999; HILL, 1989). Quando o valor do coeficiente for menor que 1, espera-se que fatores ambientais estejam criando condições para a falência, ao menos parcial, da validade da TSMO, o que pode decorrer de situações tais como: (a) as medidas estão sendo realizadas na subcamada de transição; (b) atuação de nuvens convectivas durante o dia e fenômenos peculiares a CLE atuante a noite, tais como onda de gravidade, correntes de densidade e jatos de baixos níveis, etc; (c) a diferente distribuição de fontes e sumidouros de diversos escalares envolvidos nos processos de troca na interface floresta – atmosfera.

Oliveira (2010), em seu trabalho, identificou as diversas escalas de temporais que modulam o tempo e o clima da região de Caxiuanã (Pará). Os resultados indicaram que diversos mecanismos e sistemas meteorológicos, que variam desde a escala intrasazonal (OMJ) a meso escalas, são responsáveis pela determinação das condições atmosféricas na região ao longo do ano. O interessante neste tipo de estudo é notar como tais elementos não atuam individualmente. Sistemas de escalas maiores (como a Zona de Convergência Intertropical, ZCIT) podem estar associados a outros sistemas e/ou mecanismos de escala menor, resultando no enfraquecimento ou fortalecimento de um determinado elemento meteorológico. Durante a estação menos chuvosa e a ausência desse algum sistema de escala maior, o ciclo diurno foi mais energético, mostrando assim que a escala do ciclo diurno é a mais influente na determinação de tempo e clima nessa estação.

Kodama (1992, 1993) infere que a posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) está associada à convecção intensa na Amazônia. Figueroa et al. (1995), através de simulações das condições de convecção profunda da floresta, verificaram que este sistema se forma entre doze e dezoito horas após um pico de convecção na Amazônia. Outro fator que pode influenciar a ZCAS é a intensidade da Oscilação Madden – Julian, evidenciado por Carvalho et al., (2003). Eles também observaram que um máximo no aumento de convecção na escala temporal intrasazonal,

indica uma ligação da ZCAS com a propagação de anomalias intrasazonais no Pacífico equatorial.

Moraes e Sá (2006) aplicaram a Transformada em Ondeletas em uma série temporal de 10 anos, que contém dados diários de precipitação coletados na Floresta Nacional de Caxiuanã. Eles observaram que a escala intrasazonal foi a mais energética neste período abordado, tendo como a OMJ seu principal mecanismo atmosférico responsável por esta energia. Outro ponto destacado pelos autores foi a frequência entre cinco e quinze dias. Durante os mesmo períodos de modulação da atmosfera por parte da OMJ, estas escalas temporais, relacionadas à ZCAS, também apresentaram sinais de alta intensidade, reafirmando o que foi escrito anteriormente em relação à ligação existente entre estes dois fenômenos meteorológicos.

Em seu estudo sobre a variabilidade anual de Radiação de Onda Longa, Conforte et al (2011) identificaram a Alta da Bolívia, ZCIT, ZCAS e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis como sendo alguns dos mais importantes moduladores da atividade convectiva na Amazônia.

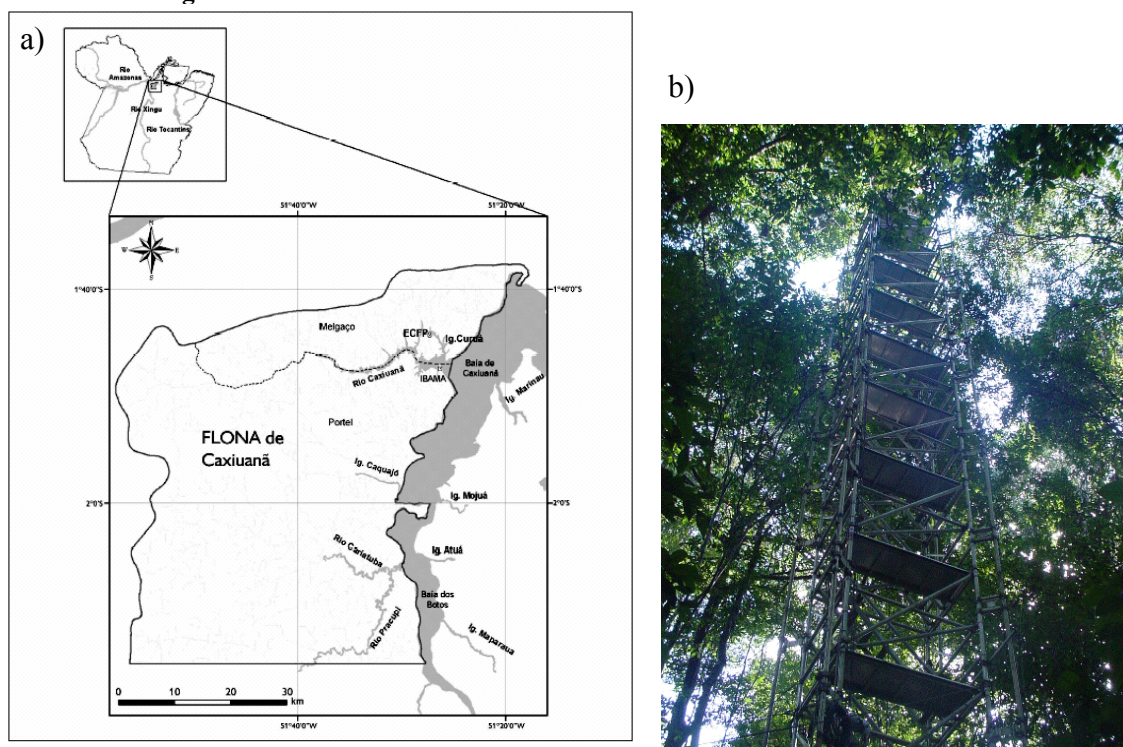
4 SÍTIO EXPERIMENTAL

O trabalho foi desenvolvido utilizando os dados coletados na Floresta Nacional de Caxiuanã ($1^{\circ} 42'S$, $51^{\circ} 31'W$). Esta área de preservação está localizada no município de Melgaço, Pará, 400 km distante da cidade de Belém.

O clima da região é caracterizado como tropical úmido, do tipo *Ami*, segundo a classificação de Köppen (MORAES et al., 1997), sofrendo a influencia de alguns sistemas meteorológicos de escalas temporais e espaciais diferentes. As temperaturas médias mais baixas ocorrem de janeiro a março, enquanto os meses mais quentes vão de outubro a dezembro, com temperatura média de $27^{\circ}C$. A umidade relativa média anual é de aproximadamente 80% (ANDREAE et al, 2002; NOGUEIRA, 2008).

A leste da floresta está a baía de Caxiuanã, apresentando um modelo de lago natural da Amazônia (KERN; COSTA, 1997), alongada no sentido norte-sul, com 8 km de largura e 40 km de extensão na sua parte mais expressiva (COSTA et al., 1997) (Figura 7).

Figura 7: a) Mapa da Floresta Nacional de Caxiuanã e sua localização geográfica. b) Foto da torre micrometeorológica instalada em Caxiuanã.



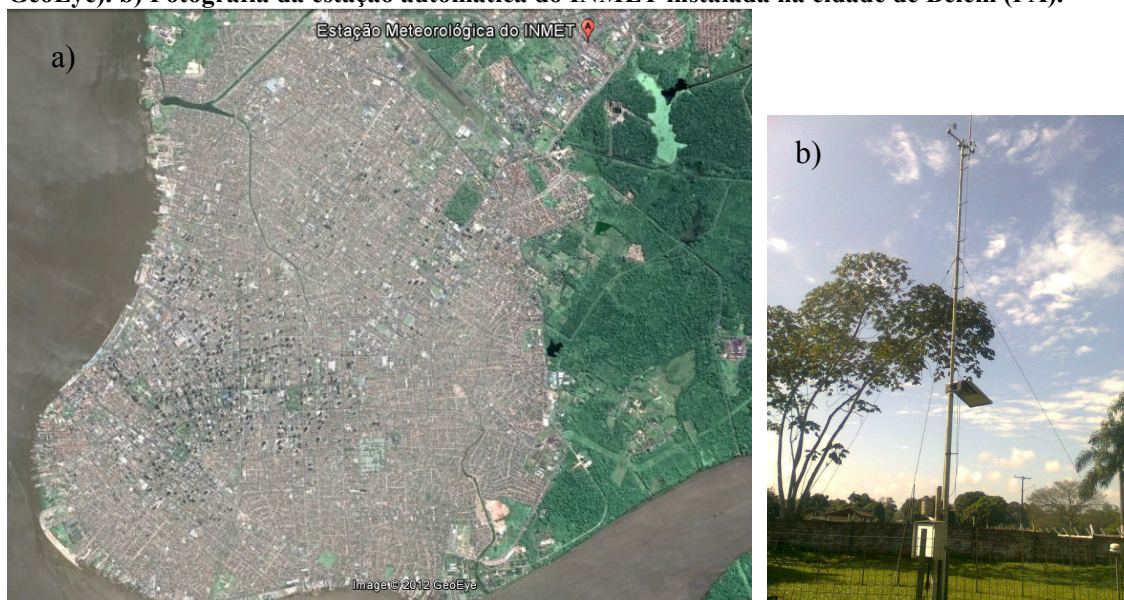
Fonte: PPBio, 2011.

A reserva de Caxiuanã não conta com uma longa série climatológica, para suprir esta necessidade, a cidade de Belém (PA, 01° 27' 21''S e 48° 30' 16'' O, figura 8) foi escolhida para se estudar a influência da OMJ em um período maior.

Fundada em 1616, Belém é atualmente considerada a 12ª mais populosa do Brasil, com mais de 1,3 milhões de habitantes, de acordo com o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2012) e a maior do país em sua faixa de latitude. Em Belém, não estão disponíveis dados de resposta rápida de variáveis meteorológicas, porém se encontra razoavelmente próxima da região de Caxiuanã, de tal forma que a mesma OMJ identificada em Caxiuanã, também estará influenciado o tempo de Belém, sendo assim útil para os objetivos da presente investigação.

O clima da cidade está fortemente relacionado com a sua localização próxima a linha do equador, proximidade com o oceano Atlântico e vários rios, e com a floresta amazônica. Estes fatores favorecem a ocorrência de chuvas ao longo de todo o ano (média de 2.889 mm por ano) e baixa variação na temperatura (temperatura máxima média de 31,4°C e temperatura mínima média de 21,9°C)

Figura 8: a) Imagem de satélite da cidade de Belém (PA). O marcador corresponde a localização da estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET; Fonte: © 2012 Google, © 2012 GeoEye). b) Fotografia da estação automática do INMET instalada na cidade de Belém (PA).



5 DADOS E METODOLOGIA

5.1 Período de Estudos e Dados

Para o desenvolvimento deste trabalho foi necessário a utilização de dois conjuntos de dados distintos: um primeiro conjunto de dados diários de reanálise de ROL e componente zonal do vento; e um segundo conjunto composto por dados de alta frequência coletados na torre micrometeorologia de Caxiuanã. O primeiro é útil para a detecção da OMJ. Por ser um fenômeno de baixa frequência, a série temporal necessária para sua investigação deve possuir no mínimo 120 dias de dados contínuos para que possa ser devidamente analisada. O segundo conjunto é formado por dados de resposta rápida de grandezas turbulentas coletados na torre micrometeorológica de Caxiuanã.

Como foi visto anteriormente, OMJ se desloca para leste sobre a região equatorial como se fosse uma grande célula convectiva (MADDEN; JULIAN, 1971). A partir desta informação teórica podem-se selecionar as variáveis necessárias para a identificação da OMJ: a radiação de onda longa (ROL) e a componente “u” do vento zonal (MADDEN; JULIAN, 1977; WEICKMAN, 1985). Estas duas variáveis foram obtidas através do programa de reanálise da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, órgão de estudos atmosféricos e oceânicos dos Estados Unidos), em duas regiões: Indonésia e Amazônia (Caxiuanã). A comparação entre os resultados de ambas as regiões deve ser efetuada para que se possa classificar uma oscilação de escala intrasazonal (de 30 a 60 dias) como sendo OMJ (JONES, 2004; VITORINO, 2004). O período de 1980 a 2009 será utilizado e estudado para se possa determinar com precisão o período no qual a OMJ está ativa.

Para os dados de alta frequência foram usados conjuntos coletados pelo Projeto LBA (*Large Scale Biosphere – Atmosphere Experiment in Amazônia*; SILVA DIAS et al 2002) na Floresta Nacional de Caxiuanã em sua torre micrometeorológica (ANDREAE et al 2002; CARSWELL et al 2002; NOGUEIRA, 2008). Com uma altura máxima de 54 metros, a torre possui diversos instrumentos instalados, dentre eles, sensores de resposta rápida para realizar medidas de velocidade do vento (três componentes: u, v e w), temperatura virtual, umidade específica e concentração de gás carbônico, as quais são fundamentais para estimativa de fluxos turbulentos pelo método das covariâncias (LEE et al 2004). Para se ter informações relativas aos fenômenos que ocorrem na CLP são necessárias medidas em alta frequência. Para isso, são utilizados os dados provenientes dos instrumentos de resposta rápida, localizados a 47 metros de

altura.

A seleção do período de estudo será elaborada com base em ambos os conjuntos de dados. A escolha dos dias para se estudar a influencia da fase ativa e inativa da Madden – Julian de ser efetuada de acordo com disponibilidade e qualidade a série de dados de alta freqüência da torre de Caxiuanã.

5.2 Transformada em Ondeletas (TO).

A Transformada em Ondeletas (TO) é uma ferramenta de análise de sinal para séries temporais não estacionárias (DAUBECHIES, 1992, HUBBARD, 1995). Esta foi utilizada em vários estudos, desde a escala climática (El Niño Oscilação Sul) (GU; PHILANDER, 1995; WANG; WANG, 1996) até a dispersão de ondas marítimas (MAYERS et al 1993) e variações de níveis de rios (SÁ et al, 1998), além de grandezas da CLS (MARTINS, 2008; MARTINS, 2011; VON RANDOW, 2002; ZERI; SÁ, 2011).

Antigamente, para se realizar a análise de um sinal utilizava-se a Transformada de Fourier (TF). Esta metodologia atua sobre a série temporal globalmente, de tal forma que cada amplitude resultante associada a uma dada freqüência, contem informações processadas envolvendo contribuições de todo o conjunto de dados sendo analisado. Havia uma solução para superar, em parte, este problema, a Transformada de Fourier Móvel (*Window Fourier Transform*) que consistia da aplicação de uma “janela” móvel de determinado tamanho ao longo do tempo de modo a propiciar análises similares a da TF para cada instante. De modo geral, a TF realiza a média das amplitudes de uma série temporal, para freqüências específicas, assumindo que o sinal seja periódico. Na natureza ocorre, em geral, o oposto, pois esta periodicidade não é real. Logo, ao se assumir indevidamente a periodicidade diversas informações são perdidas. A resolução adequada deste problema se deu através do advento da TO (HUBBARD, 1995).

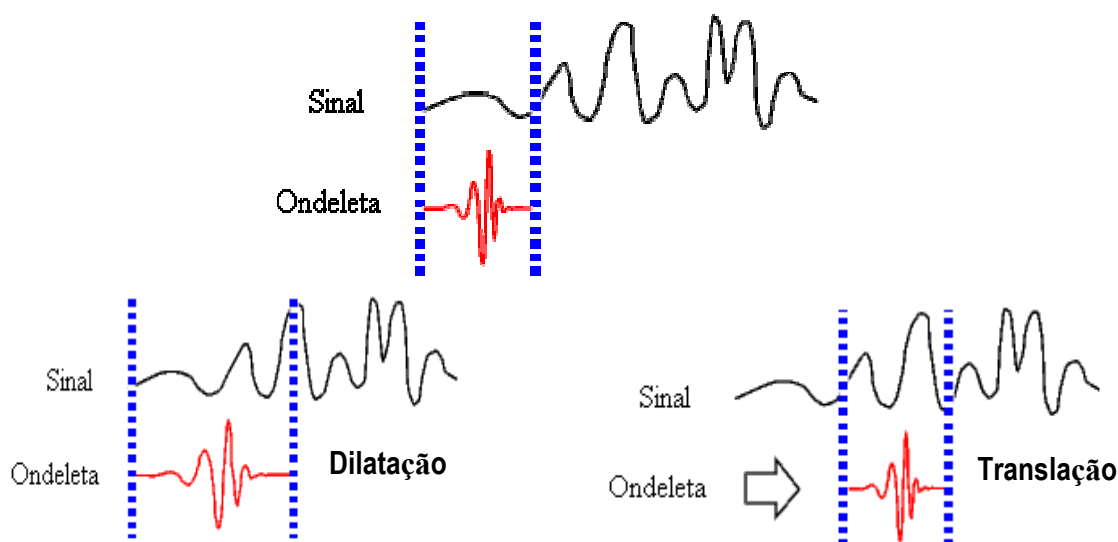
Segundo Farge (1992), a TO (definida pela eq. 13) proporciona a chance de se analisar um sinal ao longo de toda a série temporal sem perder informações. Ela mostra como a amplitude das diversas freqüências se comporta ao longo de toda a série temporal, possibilitando a análise de séries não periódicas. Com efeito, a TO não atua globalmente sobre a série temporal analisada, mas sim, localmente, de tal forma que cada amplitude resultante associada a uma dada freqüência, contem informações processadas envolvendo contribuições de apenas um subconjunto dos dados sendo analisados. Isto se torna possível, pois a TO opera no sinal atuando sucessivamente em

ondas cada vez menores e realizando convoluções através de uma função mãe (ondeleta - mãe) que se dilata e translada de modo a se adaptar ao formato da onda menor (Figura 9).

$$Wf(\lambda, t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(u)\psi_{\lambda,t}(u)du \quad (\text{eq. 13})$$

Nesta equação “ λ ” é responsável pela dilatação da função e “ t ” é o termo de translação e “ $\psi_{\lambda,t}$ ” corresponde à função da ondeleta – mãe.

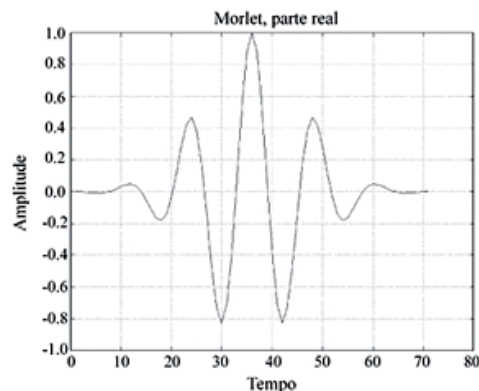
Figura 9: Representação gráfica de segmentos amostrais sucessivos contendo a série temporal e a ondeleta de análise.



Como pode ser observado nas imagens acima, a ondeleta se adapta ao sinal. No entanto, não existe apenas uma ondeleta – mãe. Ao longo do tempo, diversos pesquisadores desenvolveram equações que se adaptavam melhor ao tipo de sinal que eles estavam estudando. No caso do sinal atmosférico existe a transformada de Morlet (Figura 10, Eq. 14) que se adapta perfeitamente à forma de uma série atmosférica oscilatória. Por ser complexa fornece informações a respeito da energia (amplitude) e fase (THOMAS; FOKEN, 2005; WENG; LAU, 1994;). Neste estudo serão analisadas a energia e a fase dos sinais das variáveis meteorológicas, em frequências possibilitadas pelas condições de amostragem, de modo a identificar a presença de sistemas atmosféricos, tais como a OMJ.

$$g(w) = e^{-2\pi^2(v-v_0)} \quad (\text{eq. 14})$$

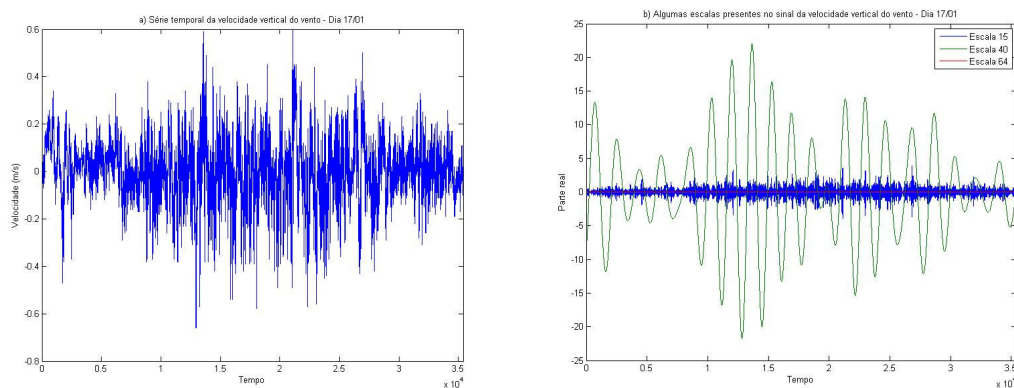
Figura 10: Representação gráfica da ondeleta de Morlet.



A figura 9.b mostra como a função de Morlet se adapta a um sinal. Neste exemplo, tem-se 1 hora de dados de velocidade vertical do vento (figura 9.a) coletados na torre micrometeorológica de Caxiuana às 22h do dia 17 de janeiro de 2009. Ao total, foram resolvidas pela TO 65 frequências, das quais foram selecionadas a escala 15, próxima a alta frequência, a escala 30, na metade das escalas resolvidas e a escala 64, penúltima escala resolvida

Através da figura 11, tem-se uma visualização do funcionamento da TO. A função de Morlet se ajusta para melhor se adaptar as nuances do sinal bruto. A escala 15 captou as oscilações de alta frequência do sinal bruto, a escala 40 tem amplitude maior, correspondendo a uma frequência mais baixa do sinal. A escala 64 é uma das últimas escalas resolvidas, com isso ela quase não tem energia, e aparece no gráfico como uma linha reta.

Figura 11: (a) Sinal da velocidade vertical do vento às 22h do dia 17 de janeiro de 2009. (b) Três frequências que compõem o resultado da aplicação da TO ao sinal da velocidade do vertical do vento.

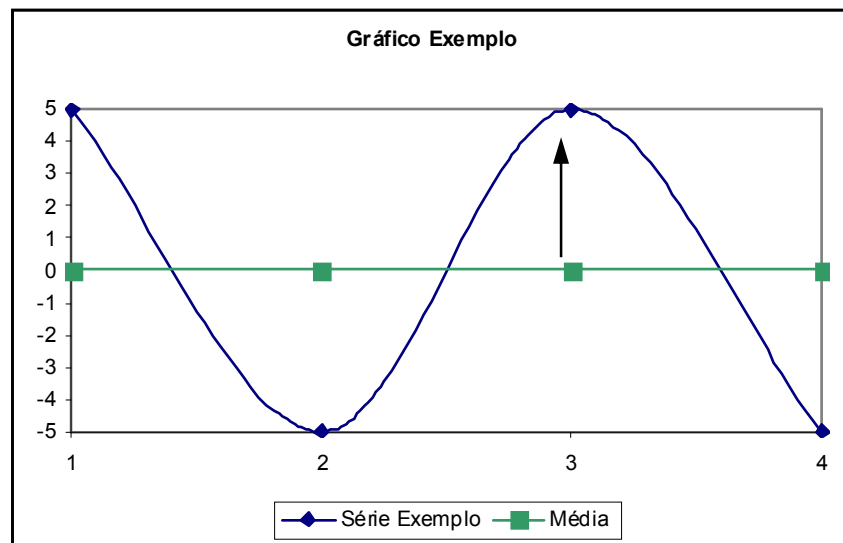


5.3 Elementos Estatísticos

Esta seção é baseada no livro “*Boundary Layer Meteorology*”, escrito por Ronald B. Stull em 1988. Antes de se falar das equações estatísticas aplicadas aos dados de alta frequência, é importante saber separar a média da parte turbulenta. Na Figura 12 está exemplificada uma oscilação, a linha verde representa a média (\bar{u}), a linha azul o valor observado (U). Ao se subtrair o valor observado da média (eq. 15) obtém-se a flutuação turbulenta (u'), representada na figura pela seta. Se a imagem abaixo fosse representação de uma série temporal de vento, u' significaria uma rajada de vento, ou seja, a velocidade do vento superou a velocidade média (em caso positivo, como mostra a seta) ou está inferior à média (caso negativo).

$$u' = U - \bar{u} \quad (\text{eq. 15})$$

Figura 12: Exemplo de oscilação e média em série temporal de dados fictícios.



Existem várias formas de se calcular a média, entre elas a metodologia da média de Reynolds, possibilitando a aplicação destas formas a variáveis divididas entre parte turbulenta e média. Sendo $A = \overline{(\bar{A} + a')}$ e $B = \overline{(\bar{B} + b')}$, começaremos com A:

$$\overline{(\bar{A})} = \overline{(\bar{A} + a')} = \overline{(\bar{A})} + \overline{a'} = \bar{A} + \overline{a'} \quad (\text{eq. 16})$$

Para que a equação acima seja real $\overline{a'} = 0$. No caso de se multiplicar \overline{B} por a' : $\overline{(B.a')} = \overline{B.a'}$, como $a' = 0$, o resultado do produto é zero, similar a $\overline{A.b'}$. Outro exemplo é o produto entre A e B:

$$\begin{aligned} \overline{(A.B)} &= \overline{(\overline{A} + a')(\overline{B} + b')} \\ &= \overline{(\overline{AB} + a'\overline{B} + \overline{A}b' + a'b')} \\ &= \overline{(\overline{AB})} + 0 + 0 + \overline{(a'b')} \\ \overline{(A.B)} &= \overline{AB} + \overline{a'b'} \end{aligned} \quad (\text{eq. 17})$$

Apesar de a' e b' serem iguais a zero, o produto da média destes termos não é necessariamente zero e é fundamental para se modelar corretamente a turbulência.

5.3.1 Variância e Desvio Padrão.

Através do cálculo da variância, pode-se estudar a contribuição dos mecanismos físicos das diversas escalas para o fluxo total. Ela é definida pela seguinte equação:

$$\sigma_A^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=0}^{N-1} (A_i - \overline{A})^2 \quad (\text{eq. 18})$$

Aplicando a Média de Reynolds para se obter a variância de uma série turbulenta, a eq. 15 se modifica, dando origem à eq. 4 descrita abaixo, onde “a” é uma grandeza turbulenta qualquer:

$$\sigma_A^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} a_i'^2 = \overline{a'^2} \quad (\text{eq. 19})$$

A partir da eq. 19, pode-se obter outra medida estatística, o desvio padrão, definido pela raiz quadrada da variância (eq. 20). Uma possível interpretação pode ser definida como sendo a magnitude da dispersão do dado original em relação à média.

$$\sigma_A = \left(\overline{a'^2} \right)^{1/2} \quad (\text{eq. 20})$$

5.3.2 Covariância.

A covariância é uma ferramenta estatística utilizada para demonstrar o grau de relação existente entre duas variáveis. Na micrometeorologia ela é utilizada para descrever o fluxo cinemático de uma grandeza turbulenta “x” ($\overline{w'x'}$) ou entre dois escalares ($\overline{a'b'}$). Ao se aplicar a média de Reynolds à equação da covariância (eq. 21), obtém-se uma das ferramentas mais utilizadas neste trabalho (eq. 22).

$$\text{cov ar}(A, B) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (A_i - \bar{A})(B_i - \bar{B}) \quad (\text{eq. 21})$$

$$\text{cov ar}(A, B) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} a_i' b_i$$

$$\text{cov ar}(A, B) = \overline{(a'b')} \quad (\text{eq. 22})$$

Através desta metodologia, Von Randow et al (2002) puderam mostrar em seu artigo sobre variabilidade em escala de grandezas meteorológicas acima da floresta em Rondônia que a uma possível explicação para a variabilidade de alguns campos escalares próximo à floresta, pode ser atribuído a dois tipos de flutuação atribuindo as flutuações a processos classificados como “turbulentos” e de “mesoescala”.

5.3.3 Teste *t* de Student.

Ao se trabalha com um número de amostras menor ou igual a 30, é comum adotar o teste *t* de *Student*. Este é uma teste estatístico que permite verificar se há diferença significativa entre dois conjuntos de dados. Outros testes, como os de parâmetro *z*, também podem ser empregados para se obter a diferença entre duas populações, porém, estes testes são empregados para séries de dados com mais de 30 elementos (BOLZAN, 1998; CONSENTINO, 1971; PAPOULIS, 1990). Neste trabalho, o teste estatístico será aplicado a uma série de 15 elementos, por isso a opção pelo teste *t* de *Student*.

A diferença entre as duas populações é feita através da seguinte equação:

$$t = \frac{\overline{X}_1 - \overline{X}_2}{\sigma \sqrt{1/N_1 + 1/N_2}} \quad (\text{eq. 23})$$

Onde \overline{X}_1 e \overline{X}_2 são as médias das populações, N_1 e N_2 o tamanho das populações e σ é definido por:

$$\sigma = \sqrt{\frac{N_1 s_1^2 + N_2 s_2^2}{N_1 + N_2 - 2}} \quad (\text{eq. 24})$$

Onde s_1 e s_2 representam os desvios padrões das populações.

O resultado da eq. 23 é o “parâmetro t”, que está relacionado ao nível de confiança das amostras, ou seja, mostra se há ou não uma diferença significativa entre as duas populações.

A tabela 1 mostra a relação entre os valores do parâmetro t e, como exemplo, o nível de confiança para um conjunto amostral de 15 elementos. Esta tabela será utilizada na interpretação de todos os gráficos relativos ao teste t na sessão de resultados dos dados de resposta rápida.

Tabela 1: Relação entre parâmetro t e nível de confiança.

| Parâmetro t | Nível de Confiança |
|-------------|--------------------|
| 0,128 | 55,0% |
| 0,258 | 60,0% |
| 0,537 | 70,0% |
| 0,692 | 75,0% |
| 0,868 | 80,0% |
| 1,34 | 90,0% |
| 1,76 | 95,0% |
| 2,14 | 95,5% |
| 2,62 | 99,0% |
| 2,98 | 99,5% |

5.4 Energia Cinética Turbulenta (ECT).

Um dos principais parâmetros estudados na micrometeorologia é a energia cinética turbulenta por unidade de massa. Esta grandeza pode ser gerada de diversas formas através de efeitos da radiação solar (flutuação) e efeitos mecânicos (cisalhamento do vento). Além disso, essa variável não possui caráter conservativo, ou

seja, sempre possuirá um termo dissipativo, responsável pela transformação de momento turbulento em calor. De forma geral, a ECT pode ser descrita pela eq. 25, somatória das velocidades turbulentas que compõem o vento:

$$ECT = \bar{e} = 0,5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (\text{eq. 25})$$

Observa-se que nesta equação a energia cinética turbulenta é dependente apenas da variância dos termos turbulentos do vento. No entanto, esta equação pode ser expandida, através da notação somatória, revelando diversos termos que podem contribuir tanto para a geração de turbulência quanto para a dissipação da mesma. A eq. 25, ao ser expandida, adquire a seguinte forma:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \overline{U}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j} = +\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (\overline{u'_i \theta'_v}) - \overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \overline{U}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u'_j e})}{\partial x_j} - \frac{1}{p} \frac{\partial (\overline{u'_i p'_i})}{\partial x_i} - \varepsilon \quad (\text{eq. 26})$$

I II III IV V VI VII

Além desta forma, a equação da energia cinética turbulenta pode ser escrita em um sistema de coordenadas alinhado na direção do, assumindo-se a condição de homogeneidade horizontal:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \frac{g}{\theta_v} (\overline{w' \theta'_v}) - \overline{u' w'} \frac{\partial \overline{U}}{\partial z} - \frac{\partial (\overline{w' e})}{\partial z} - \frac{1}{p} \frac{\partial (\overline{w' p'})}{\partial z} - \varepsilon \quad (\text{eq. 27})$$

I III IV V VI VII

I: O primeiro termo da equação constitui o termo de armazenamento. Dois processos podem ser observados ao se analisar este item: “*spun up*”, no decorrer do dia quando a geração de turbulência é favorecida, logo, a quantidade de energia cinética turbulenta presente no sistema aumenta; e o “*spin down*”, durante a noite quando os processos amortecedores de turbulência se tornam mais evidentes, reduzindo a ECT.

II: O segundo, é o termo advectivo. Como em uma grande área (igual ou superior a 10km x 10km) é assumida homogeneidade horizontal, este termo pode ser desprezado, no entanto, em áreas menores, o aquecimento diferencial da superfície pode ser responsável por um aumento na importância deste termo, pois a advecção de vento causada pelo aquecimento funcionará como fonte de ECT. Vale ressaltar que em uma

região marinha, mesmo em pequena escala, este termo poderá ser negligenciado devido a homogeneidade da superfície.

III: A produção ou amortecimento devido à flutuabilidade constitui o terceiro termo da equação. A energia cinética turbulenta é maior durante o dia devido ao aquecimento da superfície, aumentando a flutuabilidade, intensificando o efeito das térmicas. Este termo também pode ser responsável pela redução de energia cinética, em situações de estabilidade estática, quando a parcela de ar é forçada de volta a sua posição original devido estratificação próxima a superfície, dificultando a criação de ECT.

IV: O quarto termo é responsável pela produção mecânica de ECT. A energia é produzida quando há interação entre o fluxo turbulento de momentum e o cisalhamento do vento médio, possuindo dois pontos de máxima produção: próximo à superfície e no topo da camada de mistura, na zona de entranhamento. Como este termo não depende diretamente da radiação solar, ele exprime basicamente a única forma de se produzir turbulência durante a noite.

V: O transporte de turbulência é representado pelo quinto termo da eq. 9. De forma simplificada, ele está relacionado com a divergência e convergência de turbulência, agindo como transportador de ECT, de uma altura a outra da CLP.

VI: Este termo representa a redistribuição por pressão da ECT, ele é responsável pela distribuição da energia, a partir dos grandes vórtices até os menores. Este termo é responsável pelo retorno a isotropia.

VII: A turbulência não é um parâmetro conservativo, ou seja, ela sempre irá perder energia ao longo do tempo até desaparecer por completo, caso não seja gerada localmente ou transportada por algum processo turbulento. Com isso, o último termo, de dissipação (sétimo termo), diferente de zero, sempre irá existir, desde que haja geração de ECT. Este, atua de forma mais significativa nos eddies de pequena escala: quanto mais intenso for esse vórtice, maior será a taxa de dissipação, assim como ela será maior na região de maior produção de ECT, próxima à superfície.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados serão apresentados em duas partes:

A) Identificação de episódios de OMJ, suas partes ativas e inativas, a partir da investigação dos dados de reanálise da NOAA. Além das pesquisas referentes à ocorrência da OMJ, também serão estudadas as influências da OMJ em episódios de ENOS em dados climatológicos da cidade de Belém, PA (01°27'21''S e 48°30'16''W) (séries temporais de mais de 30 anos de dados diários, que foram obtidas pelo INMET);

B) Análise dos dados turbulentos de resposta rápida (frequência de 10Hz) medidos na torre micrometeorológica da Reserva de Caxiuanã a uma altura de 54m, para uma fase ativa e outra subsequente, inativa, da ocorrência da OMJ, de forma a pesquisar se ocorrem diferenças significativas, por escala, nas grandezas turbulentas (particularmente, covariâncias). Para isso, foi aplicado teste de hipótese de pequenas amostras (*t* de Student) conforme apresentado anteriormente na metodologia;

6.1 Identificação da Oscilação Madden – Julian.

Para identificar a ocorrência da OMJ, o conjunto de dados de reanálise da NOAA de radiação de onda longa e velocidade zonal do vento (tanto de Caxiuanã quanto da Indonésia) foram analisados com a utilização da Transformada em Ondeletras (TO).

A figura 11 exhibe o resultado da aplicação da TO aos dados de reanálise de radiação de onda longa (ROL) e da componente *u* (vento zonal) (figura 11). Nestas figuras, o eixo das abscissas representa o tempo (anos de 2008 e 2009), o eixo das ordenadas as frequências resolvidas do sinal (variando de 0 a 100 dias) e as várias cores oferecem informação da terceira coordenada, referente ao coeficiente da ondeleta por escala, o que constitui um “escalograma” de análise do sinal temporal.

Devido às constantes perturbações (com outros elementos meteorológicos e as diversas mudanças na superfície) que podem ocorrer na oscilação ao longo do seu deslocamento, a partir da Indonésia (onde apresenta sua forma “pura”, descrita por Madden e Julian, 1971) até Caxiuanã, a frequência da OMJ pode ser diferente daquela observada originalmente por Madden e Julian (1971) (GRIMM, 2004; MATHEWS; KILADIS, 1999; SOUZA; AMBRIZI, 2006; VITORINO, 2003; ZHANG, 2005). Ciente disso, este trabalho analisa o intervalo entre as escalas temporais de 30 a 70 dias,

de modo a evitar que OMJ passe despercebida, estando em uma escala diferente da esperada originalmente, o que é mostrado nos escalogramas da figura 11.

Analisando-se a figura 11.a nota-se, no escalograma de ROL, a presença de uma oscilação, iniciada no último trimestre de 2008, próximo da escala de 40 dias. No decorrer dos meses seguintes, esta onda passa a ganhar energia e reduzir sua frequência de oscilação para a escala situada entre 30 e 35 dias. Comportamento similar pode ser notado a partir da análise da componente zonal do vento, com uma oscilação que se iniciou em escala de 40 dias e teve sua escala reduzida para 35 dias nos primeiros meses de 2009. Através da figura 11.b. nota-se que aproximadamente 25 dias antes do sinal da OMJ aparecer em Caxiuanã, ainda na Indonésia, já se notava a presença de uma oscilação em torno da escala característica da OMJ, possuindo mais energia em u , comparativamente à de ROL.

Durante a ocorrência do sinal da OMJ na figura 11, a série temporal de ROL em Caxiuanã apresenta valores em torno de 140 W/m^2 , indicando intensa atividade convectiva na região. Além disso, é notável a presença de anomalias de oeste no vento zonal, indicadas através da redução da velocidade do vento de leste (negativo) e/ou alteração no sinal da velocidade do vento.. Estes resultados estão de acordo com o que a ciência já comprovou sobre a dinâmica da OMJ (ALBRECHT; JONES, 2000; KILADIS et al., 2005; MADDEN; JULIAN, 1971; SILVA DIAS, 2005), confirmando que havia modulação do clima, por parte desta oscilação, na região de estudo.

Vale destacar nestes escalogramas as diferenças existentes entre as oscilações de alta frequência nos dois locais estudados. O resultado obtido para Indonésia mostra poucos pulsos em escalas inferiores a 10 dias, enquanto que em Caxiuanã estes pulsos são mais frequentes. A possível resposta para esse contraste pode ser encontrada ao se analisarem as características geográficas de cada área: a região da floresta de Caxiuanã, em particular, e o leste da Amazônia, em geral, atua como uma grande fonte de energia para o desenvolvimento de sistemas de curta duração, como é o caso de Sistemas Convectivos de Mesoescala e Linhas de Instabilidade (CARVALHO et al, 2002; COHEN ET AL, 1995; MACHADO et al, 2004; MALHI et al, 2002; SILVA DIAS et al, 2004), o mesmo não podendo ser dito em relação à Indonésia, que possui uma geografia composta por diversas ilhas cujo tempo e clima são modulados principalmente por sistemas de baixa frequência, como é o caso da OMJ (HENDON; SALBY, 1994; MADDEN; JULIAN, 1971; WEICKMANN et al, 1985).

Este resultado destacado no parágrafo anterior pode ser confirmado ao se analisarem as séries temporais de ROL e u . Os dois sinais referentes à Caxiuanã (figuras

13.a e 13.c) variam mais rápido do que aqueles da Indonésia (figura 13.b e 13.d) indicando que a contribuição da microescala está mais forte nestas variáveis, na região de Caxiuana. Também é possível observar na figura 14 que há um ciclo anual bem caracterizado na região amazônica, pois nota-se claramente uma oscilação em escala anual na figura 14.a. este ciclo também observado na figura 14.b, porém mais suave.

Figura 13: Parte real da transformada em ondeleta aplicada aos dados de: (A) ROL de Caxiuana, (B) ROL da Indonésia, (C) componente u do vento zonal de Caxiuana e (D) componente u do vento zonal da Indonésia.

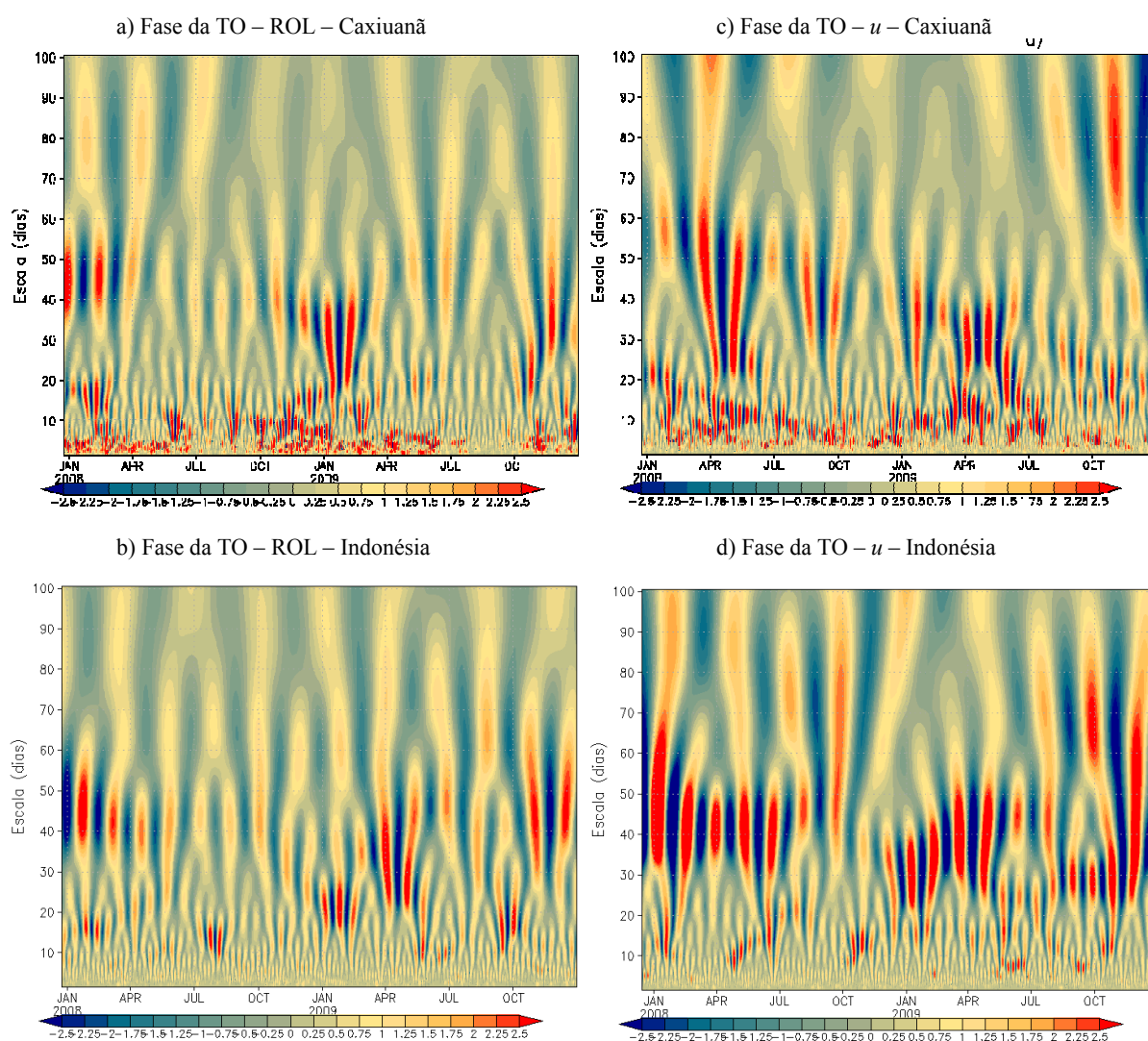
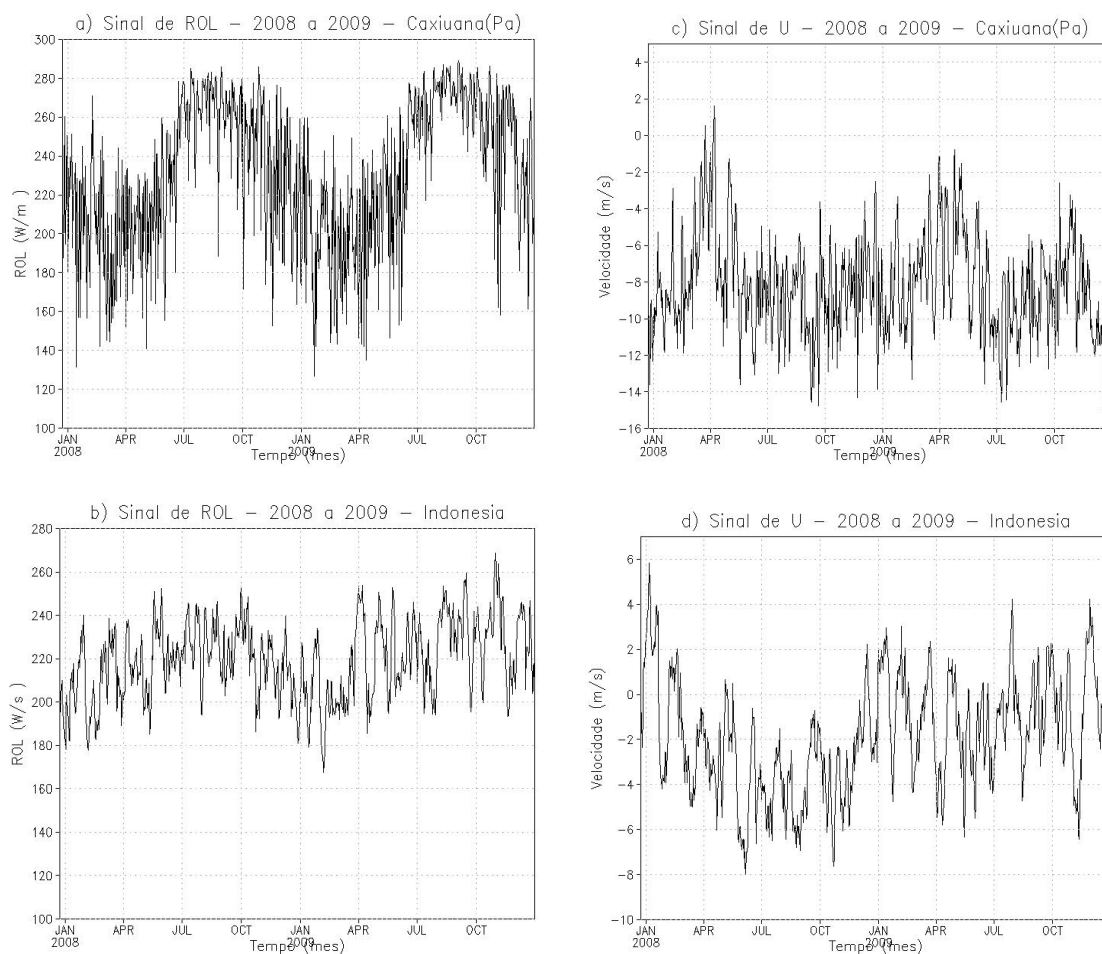


Figura 14: Série temporal do período de 2008 e 2009 de: a) Radiação de Onda Longa em Caxiuaná. b) Radiação de onda longa na Indonésia. c) Velocidade do vento zonal em Caxiuaná. d) Velocidade do vento zonal na Indonésia.



Um dos elementos mais interessantes observados na figura 13.a é que na oscilação presente no final do ano de 2008 e início do ano de 2009 ocorre o fenômeno de dobramento de período, descrito por Weng e Lau (1994). Este fenômeno está ligado sistemas dinâmicos não lineares e pode ser um dos principais mecanismos para o entendimento das múltiplas escalas temporais atmosféricas. Weng e Lau citam o trabalho de Lorenz (1964) ao dizerem que este dobramento pode estar relacionado com a transição entre dois regimes de escoamento. Neste caso, o dobramento deve estar relacionado com a dinâmica da OMJ modulando o escoamento sobre a região de Caxiuaná.

Outro método de confirmação da presença da OMJ sobre a região de Caxiuaná foi aplicado através da análise do sinal atmosférico, via TO, da temperatura do ar, no intervalo entre os dias 12 de dezembro de 2008 e 09 de fevereiro de 2009, medida na torre micrometeorológica, o que corresponde a um ciclo completo da OMJ.

O ciclo diurno é o mais energético de todas as escalas resolvidas pela transformada, apresentando leves enfraquecimentos em certos períodos, conforme observado por Oliveira (2010), em seu estudo sobre as múltiplas escalas de tempo que modulam o clima de Caxiuanã. Ele mostrou que o ciclo diurno tem a maior energia durante todo o ano, apresentando “falhas” durante a estação chuvosa devido à maior nebulosidade da ocasião. Efetivamente, conforme ressaltado por Garstang e Fitzjarrald (1999, p. 281 – 288), a estação chuvosa na Amazônia, corresponde ao chamado “estado perturbado” definido por estes autores, ocasião em que as nuvens cúmulos despontem como fator primordial na atmosfera tropical, promovendo intenso acoplamento entre diversas escalas do escoamento ao longo de toda a extensão vertical da troposfera. É possível que a ocorrência de tal estado explique as “falhas” observadas acima, bem como se associe a padrões específicos de redistribuição de energia por escala em tais ocasiões. Ressalta-se que Weng e Lau (1994), em seu estudo sobre atmosfera tropical acima da Indonésia, encontraram interessantes manifestações de fenômenos de “dobramento de período” nos padrões de variações locais, associados a fenômenos não lineares de transferência de energia entre escalas específicas. Como citado anteriormente, a OMJ atua em escalas situadas entre 30 e 40 dias, durante essa época do ano. No entanto, com uma série de dados de apenas 58 dias contínuos, a máxima escala de observação possível de se identificar esteve próximo de 24 dias, logo, a oscilação detectada através dos escalogramas de radiação de onda longa não foi resolvida através da análise do sinal atmosférico de alta frequência. Assim sendo, foi obtido um novo conjunto de dados de reanálise, desta vez, de temperatura do ar da região de Caxiuanã, como forma de “expandir” a banda espectral resolvida das escalas presentes nos dados de resposta rápida. A figura 15 mostra o escalograma resultante da aplicação da TO ao sinal atmosférico de temperatura do ar com dados de reanálise do período de setembro de 2008 a abril de 2009 (total de 243 dias) o suficiente para explicitar uma oscilação de escala intrasazonal.

Observa-se, na figura 15, nas escalas de 4, 8 e 16 dias, a presença de dois pulsos de energia similares àqueles encontrados no escalograma de energia dos dados de alta frequência (figura 16), com certas diferenças provavelmente causadas pelas distintas resoluções dos dados estudados. Nota-se, na escala de 32 dias, um forte pulso de energia exprimindo o máximo energético do escalograma, provavelmente ocasionado pela OMJ identificada nos escalogramas de fase exibidos anteriormente.

Este tipo de estudo, além de propiciar a visualização de escalas superiores àquelas obtidas através de uma série curta de dados, também constituiu uma forma de

validação dos dados de reanálise. Diversos trabalhos foram realizados com base na comparação entre dados observados e dados de reanálise, como o de Widmann e Bretherton (1999) que validaram dados de precipitação (PRP) do noroeste dos Estados Unidos, e Yu et al (2009) que validaram diversas grandezas meteorológicas da baixa e alta atmosfera da Antártica, inclusive ressaltando o fato de estes dados de reanálise do NCEP/NCAR capturarem de forma bastante satisfatória as oscilação em escala intrasazonal durante o inverno austral.

Figura 15: Análise da energia do sinal de resposta rápida de temperatura do ar de Caxiuanã (PA). a) Sinal de temperatura do ar (°K). b) Escalograma do espectro energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada).

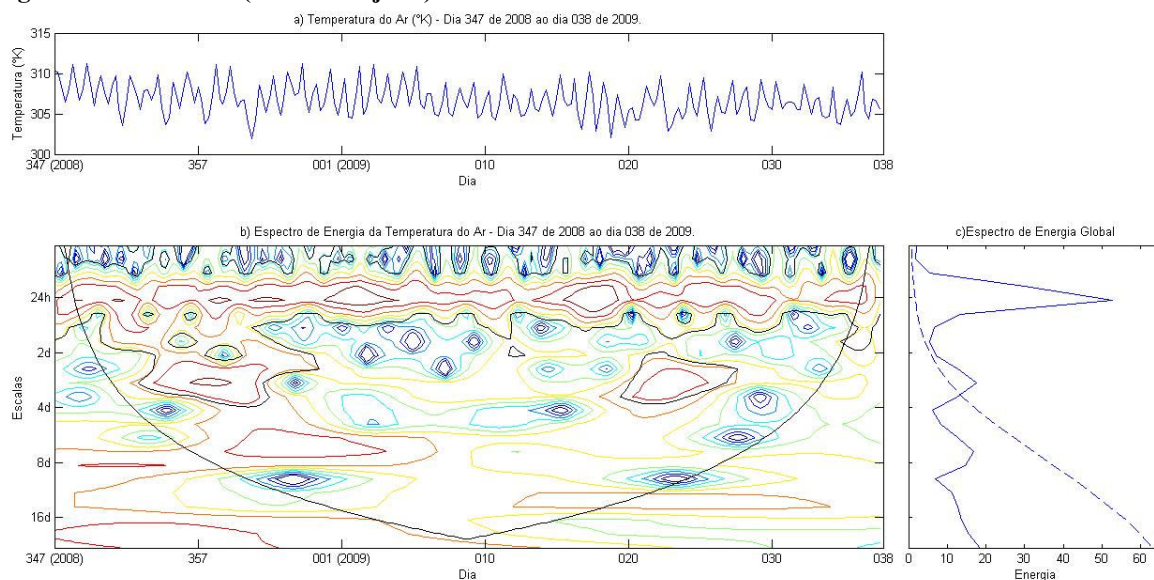
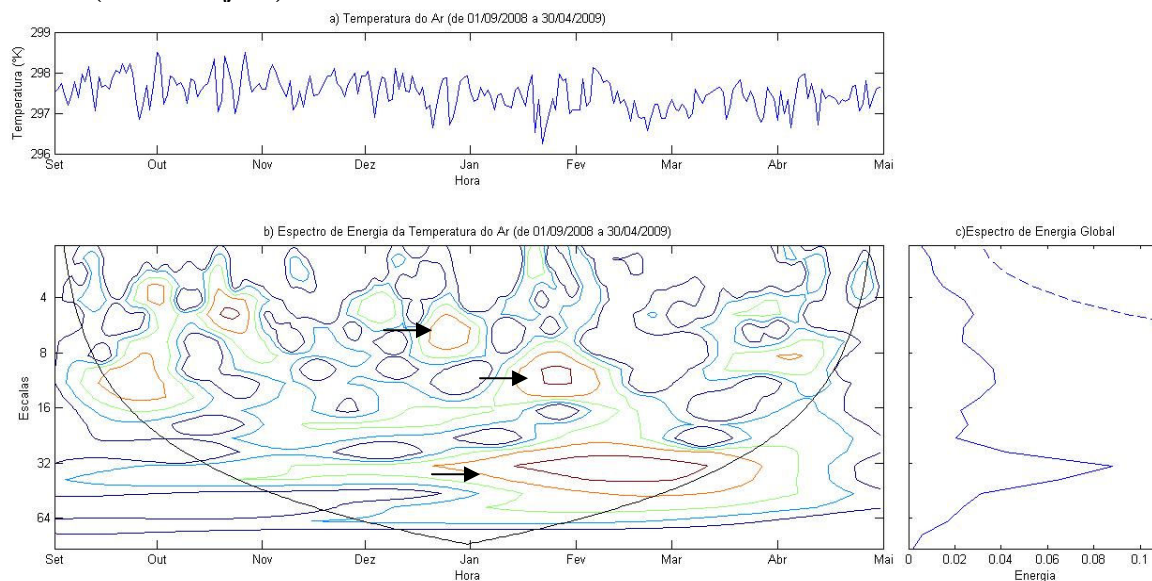


Figura 16: Análise da energia da série temporal de reanálise de temperatura do ar de Caxiuana (PA). a) Sinal de temperatura do ar (°K). b) Escalograma da energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada).



6.2 Elementos de uma Climatologia da Oscilação de Madden – Julian (OMJ) e do Fenômeno “El Niño/Oscilação Sul (ENOS)”.

Diante de um conjunto de dados de 30 anos contínuos de radiação de onda longa e componente zonal do vento (1980 a 2010), foi investigado se as diferentes fases do ENOS favorecem ou não o desenvolvimento da OMJ. Apesar de haver trabalhos que mostram a interação entre estes fenômenos (VITORINO, 2004; WEICKMANN ET AL, 1985;), desconhece-se a existência de outro estudo que tenha gerado resultado com uma base de dados similar à utilizada nesta investigação.

Devido as mudanças nos padrões da circulação geral da atmosfera gerados pelo ENOS, espera-se que a OMJ tenha seu desenvolvimento inibido durante a ocorrência do El Niño e favorecido durante a ocorrência da La Niña. A tabela 2 mostra quais foram os anos de ENOS (de acordo com a sua fase, baseado nos trabalhos de RASMUSSEN; CARPENTER, 1983 e ROPELEWSKI; HALPERT, 1987 E 1989) em que houve ou não modulação de oscilações atmosféricas por parte da OMJ, no período compreendido entre 1980 e 2009.

Tabela 2: A: Relação entre a fase do ENOS com a OMJ, "s" para anos com a oscilação e "n" para anos sem a oscilação. B: Legenda de cor da tabela A e o número de eventos de OMJ associados com cada intensidade de ENOS. C: resumo do total de anos com e sem a oscilação, de acordo com a fase do ENOS.

A)

| ANO | OMJ | ANO |
|-------|-----|-------|
| 80-81 | S N | 95-96 |
| 81-82 | S S | 96-97 |
| 82-83 | N N | 97-98 |
| 83-84 | N N | 98-99 |
| 84-85 | S N | 99-00 |
| 85-86 | S S | 00-01 |
| 86-87 | S S | 01-02 |
| 87-88 | N N | 02-03 |
| 88-89 | S N | 03-04 |
| 89-90 | S S | 04-05 |
| 90-91 | N S | 05-06 |
| 91-92 | N N | 06-07 |
| 92-93 | S S | 07-08 |
| 93-94 | N S | 08-09 |
| 94-95 | N | |

B)

| OMJ | El Niño | Intensidade | La Niña | OMJ |
|-----|---------|-------------|---------|-----|
| - | | FRACO | | 1 |
| 1 | | MODERADO | | 1 |
| 1 | | FORTE | | 2 |

C)

| OMJ | El Niño | La Niña | Neutro | Total |
|-------|---------|---------|--------|-------|
| S | 2 | 4 | 9 | 15 |
| N | 9 | 4 | 1 | 14 |
| Total | 11 | 8 | 10 | 29 |

De um total de 30 anos de dados investigados, 15 anos foram influenciados pela OMJ e 14 anos não sofreram sua influência (tabela 1.A e 1.C). Foram registrados 11 episódios de El Niño (2 com OMJ e 9 sem a oscilação), 8 de La Niña (4 com e 4 sem a oscilação) e 10 anos de neutralidade (dos quais 9 contaram com a OMJ e apenas 1 não). A partir desta análise inicial, pode-se notar que, apesar de o número de eventos de El Niño ser maior, a probabilidade de ocorrência de OMJ é maior em anos de La Niña, ou em anos considerados como Neutros.

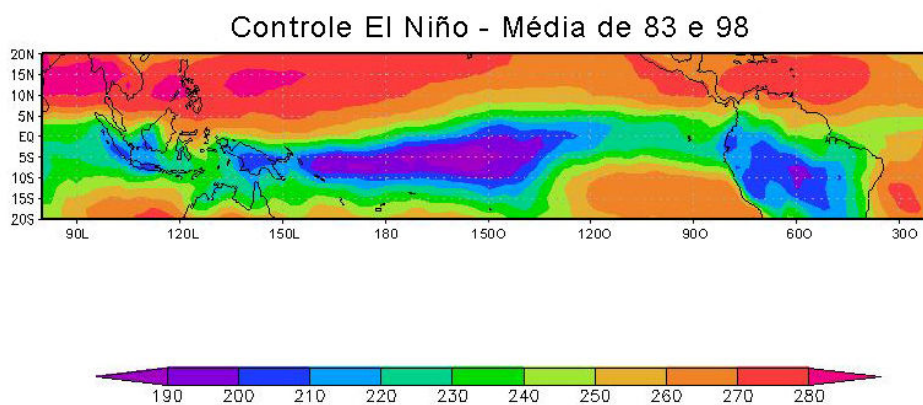
É interessante notar que os períodos entre 1986 – 1987 e entre 1992 – 1993 foram, respectivamente, de El Niño moderado e forte (tabela 1.B), durante os quais o sistema oceano – atmosfera apresentou condições atípicas para o desenvolvimento da OMJ. Outros estudos mostraram que a geração desta oscilação em tais circunstâncias torna-se prejudicada (LAU; CHAN, 1988; PHILANDER, 1990; VITORINO, 2004), porém o que não impede que uma oscilação se desenvolva (KESSLER; KLEEMAN, 1999; KESSLER, 2001). Apesar disso, os escalogramas da figura 11 sugerem que haveria um mecanismo de escala intrasazonal atuando sobre a região de Caxiuã nesses dois períodos, o que deverá ser objeto de investigação no presente trabalho.

A possível influência da OMJ nesses anos de El Niño pode ser observada através da análise espacial de ROL ao longo de uma faixa equatorial. As figuras 17.a, 17.b e 17.c, representam a distribuição de ROL na faixa entre 20°S e 20°N, e 100°E e 20°O.

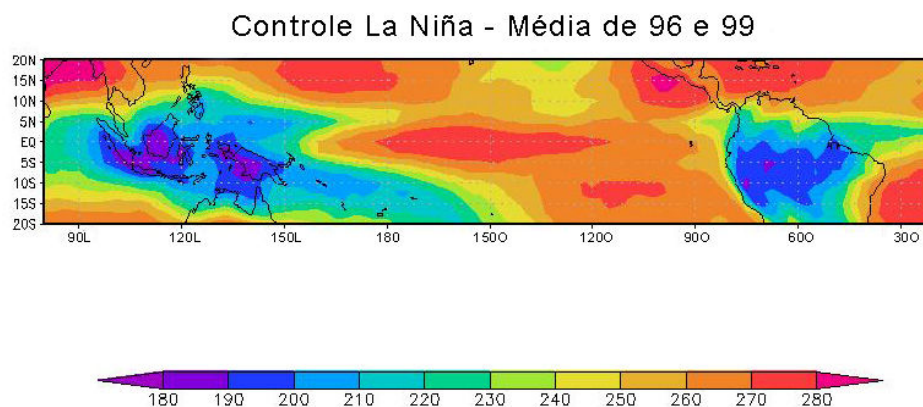
Elas são chamadas de “figuras de controle”, pois correspondem a anos de El Niño (17.a), La Niña (17.b) e Neutro (17.c), sem a ocorrência da OMJ.

Figura 17: Média espacial de radiação de onda longa em uma faixa equatorial durante dois anos de cada fase do ENOS sem a OMJ. a) Anos de 1983 e 1998, episódios de El Niño. b) Anos de 1996 e 1999, episódios de La Niña. c) Anos de 1994 e 2002, episódios neutros.

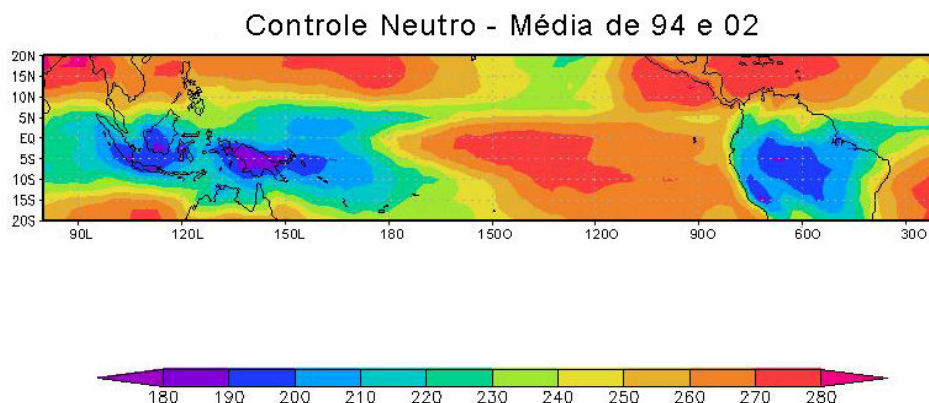
a)



b)



c)



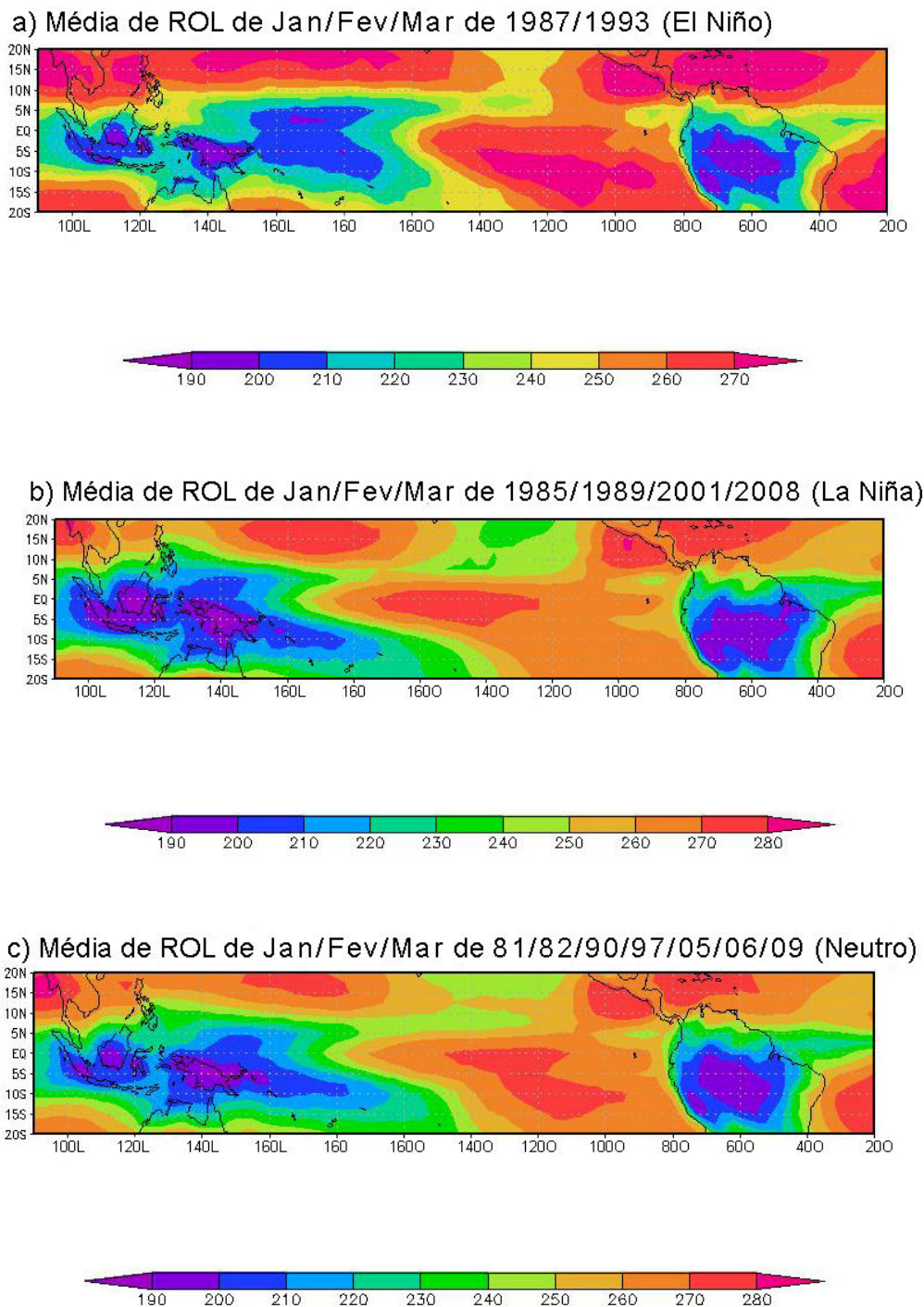
Nota-se que a distribuição de ROL na figura 17.a segue a expectativa para um episódio de El Niño. Com a convecção intensificada no Pacífico central causada pelo aumento da temperatura da superfície do mar é esperado que o valor de ROL diminua nessa região e com a alteração causada na circulação atmosférica, o valor de ROL tenda a aumentar na região da Oceania (PHILANDER, 1990). As figuras 17.b e 17.c, (La Niña e Neutro, respectivamente) apresentam pouca diferença entre si. Como o fenômeno da La Niña representa uma “intensificação” da circulação normal da atmosfera, propiciado por uma redução da temperatura da superfície do mar no Pacífico leste, as regiões onde já havia baixo valor de ROL, como é o caso da Oceania, tendem a ter um valor ainda menor, resultado do aumento na convecção.

Com a presença da Oscilação de Madden – Julian, esta distribuição espacial observada na figura anterior é alterada. A figura 18 mostra a média espacial de ROL nesta mesma faixa da superfície terrestre, porém, para situações em que os anos utilizados foram aqueles com a OMJ atuando, de acordo com a tabela 2.

A diferença entre os anos, com e sem a OMJ, pode ser observada facilmente. Durante os episódios de El Niño (figura 18.a), os valores menores de ROL ficaram contidos no Pacífico leste, sendo que na figura 17.a esta área se estendia até o oeste deste oceano. Além disso, a região da Oceania apresenta valores menores de ROL, em comparação à figura 17.a. Novamente, os episódios de La Niña (figura 18.b) e Neutro (figura 18.c) se mostraram bastante similares, com o episódio de La Niña apresentando uma área maior de abrangência, com valores de ROL inferiores a $200 w/m^2$. Outro aspecto importante presente nas figuras (18.a, 18.b e 18.c) refere-se a como a convecção na Amazônia aumenta nos anos de OMJ. Nas três fases do ENOS, a região amazônica mostra valores baixíssimos de ROL. Este resultado reafirma a hipótese de que esta

oscilação é um importante modulador de clima na Amazônia, ocasionando aumento na atividade convectiva e, como consequência, reduzido o valor observado de ROL (VITORINO, 2003; SOUZA; AMBRIZI, 2006).

Figura 18: Média espacial de radiação de onda longa em uma faixa equatorial de acordo com a fase do ENOS com a OMJ. a) Anos de 1987 e 1993, episódios de El Niño. b) Anos de 1985, 1989, 2001 e 2008, episódios de La Niña. c) Anos de 1981, 1982, 1990, 1997, 2005, 2006 e 2009, episódios neutros.



A partir da tabela 2, foram selecionados três anos: 1993 (El Niño forte), 2001 (La Niña moderada) e 2006 (neutro), os quais foram analisados, em relação à

climatologia: precipitação, temperatura máxima e mínima, e velocidade do vento, para a cidade de Belém (PA). Esta cidade foi escolhida para esta análise devido ser o local mais próximo de Caxiuanã com maior quantidade de dados meteorológicos disponíveis (onde a investigação científica só teve início nos anos 90 do século passado). Além disso, como a onda estudada é de escala global (MADDEN; JULIAN, 1971), se espera que a sua ação se estenda a ambas as localidades, inclusive efeitos de modulação.

A figura 19 mostra a comparação entre as médias climatológicas de precipitação acumulada diária e as precipitações dos três anos selecionados para a cidade de Belém, PA (01°27'21''S e 48°30'16''O). Durante o período de atuação da OMJ (primeiro semestre), o ano de 2006 apresentou precipitação abaixo da média histórica no primeiro trimestre. Contudo, o segundo semestre deste mesmo ano, foi aquele com o maior volume de chuva dos anos estudados. O ano de La Niña apresentou precipitação próxima a ou superior à média, como o esperado para essa fase do ENOS. No ano de 2001, por ser de El Niño, era esperado haver redução significativa na quantidade de chuva (ANDREOLI et al, 2011; GRIMM, 2006,). Porém, o observado favorece valores pouco menores que os da climatologia, incluindo um mês no qual a precipitação excedeu à da climatologia (janeiro). Este resultado constitui uma evidencia da interação entre as diversas escalas atmosféricas na formação do tempo e clima da região de estudo, particularmente na estação úmida. De acordo com o gráfico, a OMJ, um mecanismo meteorológico de escala intrasazonal, está influenciando mais o tempo de Belém do que o ENOS, fenômenos de escala interanual.

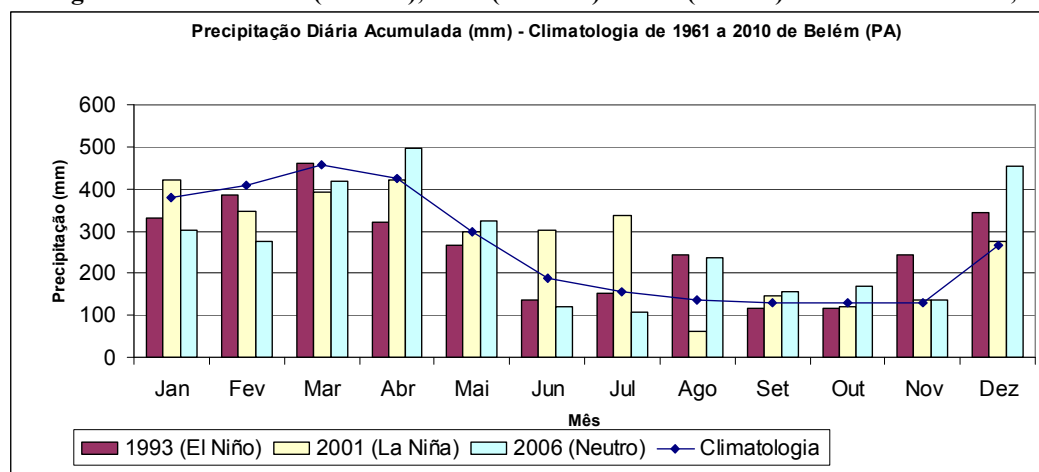
A propósito, ressalta-se que Kayano e Kousky (1999) realizaram uma investigação em relação à evolução da OMJ no nordeste brasileiro. Foi mostrado neste estudo que esta oscilação desempenha um papel importante na convecção acima dessa região durante o verão austral (dezembro a março). Esta influencia pode ser a responsável pelas diferenças observadas na figura 18.a, 18.b e 18.c.

Outros fatores podem responder por estes resultados. Kayano e Andreoli (2006) explicaram em seu artigo, sobre a influencia dos oceanos no nordeste do Brasil, que o clima não possui forte ligação com as fases do ENOS. Durante as 89 estações chuvosas estudadas pelas autoras, apenas 36% foram moduladas por uma fase do ENOS, enquanto que as outras aparentaram estar mais conectadas com os efeitos do Atlântico tropical. Garcia e Kayano (2009) abordaram a influencia do oceano Atlântico nas monções da America do Sul e concluíram que a Zona de Convergência do Intertropical do Atlântico interfere diretamente no desenvolvimento do sistema de monção da América do Sul, logo, interfere diretamente na precipitação local. Liebmann e Marengo

(2001) contribuem para esta teoria de que o Atlântico modula a precipitação no Brasil. Eles mostraram que há forte correlação entre a temperatura da superfície do mar e a precipitação, principalmente durante a transição entre a estação seca e chuvosa, e vice e versa. Porém, os autores afirmam que a temperatura do Pacífico também está correlacionada com a precipitação no Brasil, sendo que a sua interferência sobre a chuva no Brasil difere daquela exercida pela temperatura do Oceano Atlântico tropical apenas na estação em que ocorre, verão no hemisfério sul.

Devido à proximidade da cidade de Belém com o Oceano Atlântico (cerca de 130 km de distancia) além dos itens citados no parágrafo anterior, é possível identificar a influencia de outro sistema meteorológico no clima da região, como as Linhas de Instabilidade. Estas são constituídas por longas bandas de nuvens profundas que se propagam do oceano para o continente. Cohen (1989), Cohen et al (1995) e Cohen e Gandu (2002) mostraram que estes sistemas meteorológicos, mais importantes no leste da região amazônica, podem ser causadores de grande quantidade de precipitação durante o seu ciclo de vida. Oliveira (2010) identificou pulsos de energia na mesoescala em Caxiuanã, durante o ano de 2008, possível evidencia da modulação do clima por parte desses sistemas.

Figura 19: Precipitação acumulada diária para o período entre 1961 e 2010. Comparação entre a climatologia e os anos de 1993 (El Niño), 2001 (La Niña) e 2006 (Neutro) na cidade de Belém, PA.

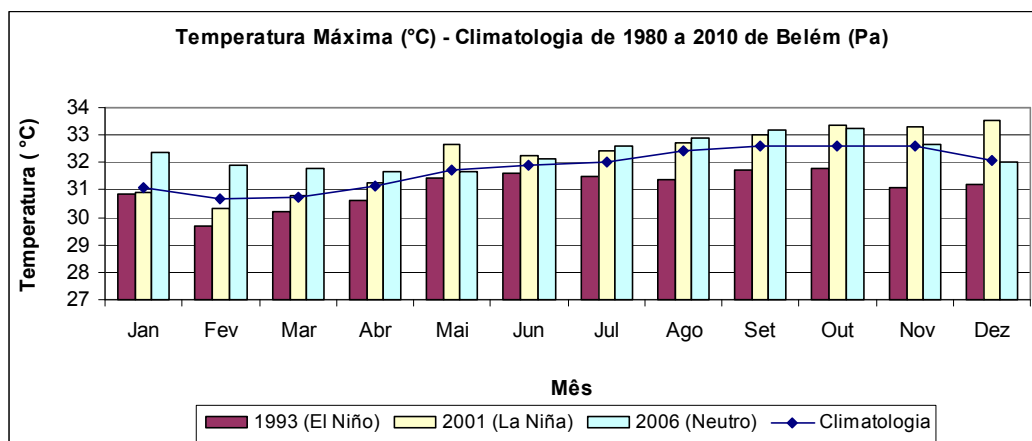


Estudando-se a figura 20.a, nota-se que a temperatura máxima registrada durante o ano de El Niño (1993) foi menor do que a média climatológica, ao longo de todos os meses investigados. Este resultado pode ser explicado pelo aumento na nebulosidade durante o período diurno, que reduz o fluxo de radiação solar incidente, o que diminui o aquecimento da superfície terrestre, conseqüentemente, diminuindo a temperatura média. A mesma explicação pode ser utilizada com relação à redução na temperatura

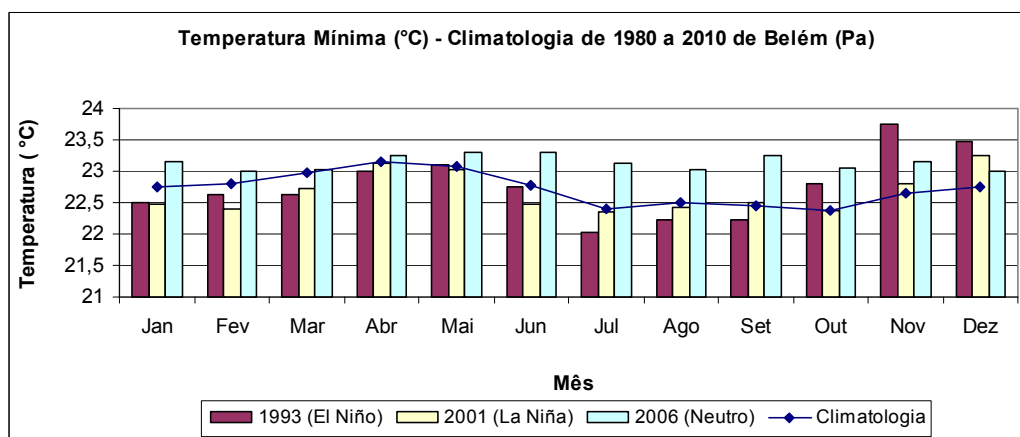
máxima durante o episódio de La Niña no ano de 2001. Como foi visto anteriormente, a OMJ intensifica a formação de nuvens durante o seu período de atividade, logo, este pode ter sido um dos mecanismos responsáveis pela redução observada na figura 20.a, nos anos de 1993 e 2001.

Figura 20: Média da temperatura máxima (a) e mínima (b). Comparação entre a climatologia e os anos de 1993 (El Niño), 2001 (La Niña) e 2006 (Neutro) na cidade de Belém, PA.

a)



b)



A figura 20.b mostra que a temperatura mínima registrada nos anos de 1998 e 2001 esteve abaixo da climatologia. Isto porque com a cobertura de nuvens reduzida e menor valor de umidade, o efeito estufa natural é reduzido, causando maior perda de energia para o espaço via radiação de onda longa e, portanto, temperatura mais baixa no período noturno. É interessante notar que o ano de 2006, ano neutro, apresentou valores opostos aos dois outros anos, tanto em relação à temperatura máxima quanto em relação à mínima. Isso mostra que a modulação do clima por parte da OMJ, e outros mecanismos e sistemas meteorológicos, não foi suficientemente forte para causar redução na temperatura máxima. No entanto, um aumento na nebulosidade durante a

noite, evitando maior perda de energia para o espaço via radiação de onda longa noturna, causa aumento no efeito estufa, resultando no aumento da temperatura mínima.

A propósito, Dai et al. (1999) comentam o efeito da nebulosidade na variação das temperaturas máxima e mínima diárias. Eles identificaram que a amplitude térmica foi reduzida em períodos com maior nebulosidade. De acordo com os autores, a temperatura máxima observada foi menor quando havia maior cobertura de nuvens. Durante a noite, sob condições de grande quantidade de nuvens, o efeito da nebulosidade é mínimo, de tal forma que a temperatura mínima depende mais da umidade atmosférica do que da quantidade de nuvens existentes na região, logo, a redução da amplitude térmica, de acordo com os autores, está mais associada à redução na temperatura máxima do que no aumento da temperatura mínima. Ainda com relação a esta temática, Streck et al. (2011) estudaram a variabilidade da temperatura máxima e mínima na cidade de Santa Maria (RS), através da estratificação de dados de acordo com a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), fenômeno com duas fases: fria, na qual o Pacífico tropical fica frio e o Pacífico extratropical quente; e quente, quando o Pacífico tropical esquenta e o Pacífico extratropical esfria. Em seu trabalho, os autores concluíram que em uma fase quente da ODP, as temperaturas máximas e mínimas tendem a aumentar e, durante uma fase fria da ODP, ocorre redução destas temperaturas. Os resultados obtidos neste trabalho para os anos de 2001 e 2006 estão de acordo com o proposto por Streck et al. (2011) para a atual fase fria da ODP (redução da temperatura mínima no primeiro semestre e aumento da temperatura máxima no segundo). No entanto, o ano de 1993 se encontra durante uma fase quente e apresenta valores diferentes dos esperados segundo o estudo abordado. Esta diferença pode estar relacionada às características geográficas dos locais onde estes valores foram medidos, além de diferenças inerentes à circulação geral da atmosfera próximo ao equador e em regiões de latitudes mais elevadas.

A temperatura do ar pode ter sofrido influência do desenvolvimento urbano da cidade de Belém. Ao longo dos 13 anos que separam o ano Neutro (2006) do ano de El Niño (1993), a extensão geográfica e as características físicas da cidade (existência de vegetação, proximidade com corpos de água, etc.) sofreram modificações. Costa (2001) e Corrêa (2011) identificaram ilhas de calor na cidade de Belém, responsáveis por um aumento em torno de 1,5°C durante a estação chuvosa e 4,5°C durante a estação seca, diferença devida à presença de vários sistemas precipitantes durante a estação chuvosa, como a ZCIT. Devido às diversas mudanças recentes ocorridas no uso da terra nos grandes centros urbanos e a conseqüente falta de vegetação, durante o dia existe uma

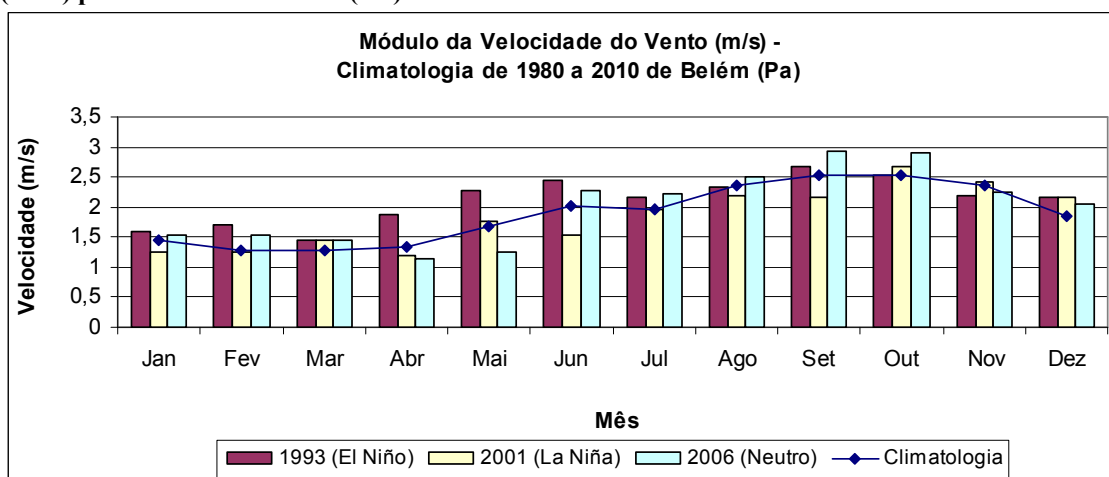
tendência ao acúmulo de energia solar incidente, propiciando um aumento na temperatura máxima local. Essa energia acumulada é liberada para a atmosfera depois do pôr do sol, resultando em noites mais quentes que o normal (KARL et al, 1993; ROTH, 2007; UNGER ET AL, 2003).

A figura 21 exhibe uma clara diferença entre os dois semestres do ano, com a velocidade do vento sendo maior no segundo, período mais seco e com menor cobertura de nuvens, de tal forma que se esperam maiores gradientes térmicos nesta época do ano, explicando tal diferença.

Philander (1990) e Kayano (2004) mostraram que os ventos alísios se tornam mais lentos durante um episódio de El Niño e se intensificam em um evento de La Niña. No entanto, o que se pode observar nas imagens da figura 21 é que a velocidade do vento no ano de 1993 foi maior que a climatologia e durante o ano de 2001 foi menor ou igual à climatologia, contrariando o esperado para anos de El Niño e La Niña, respectivamente. Isso pode ter sido efeito da OMJ, pois esta oscilação causa ventos de oeste durante a sua passagem sobre a região de estudo (KILADIS et al., 2005; RAYMOND, 2005). Esta anomalia de oeste foi discutida anteriormente e pode ser observada na figura 12.c, relativa ao a série temporal da componente zonal do ventom em Caxiuanã.

Carvalho et al (2002) estudaram a influencia da variabilidade de grande escala nos ventos de baixo nível na America do Sul tropical, relacionando-os com o desenvolvimento de sistemas convectivos de mesoescala. Eles mostraram que, de acordo com o regime de ventos, se for de leste ou oeste, não apenas a quantidade de sistemas convectivos é diferente, mas a duração, a intensidade e o diâmetro destes sistemas convectivos são diferentes. Outros autores, como Petersen et al (2001), Laurent et al (2002) e Albrecht e Silva Dias (2005) também mostraram que estes regimes de vento são fundamentais para o desenvolvimento de tais sistemas precipitantes na Amazônia, sendo que Strong et al. (2005) mostraram que a evolução da CLP, formação de nuvens convectivas e eletricidade atmosférica dependem de tais regimes de ventos em Rondônia.

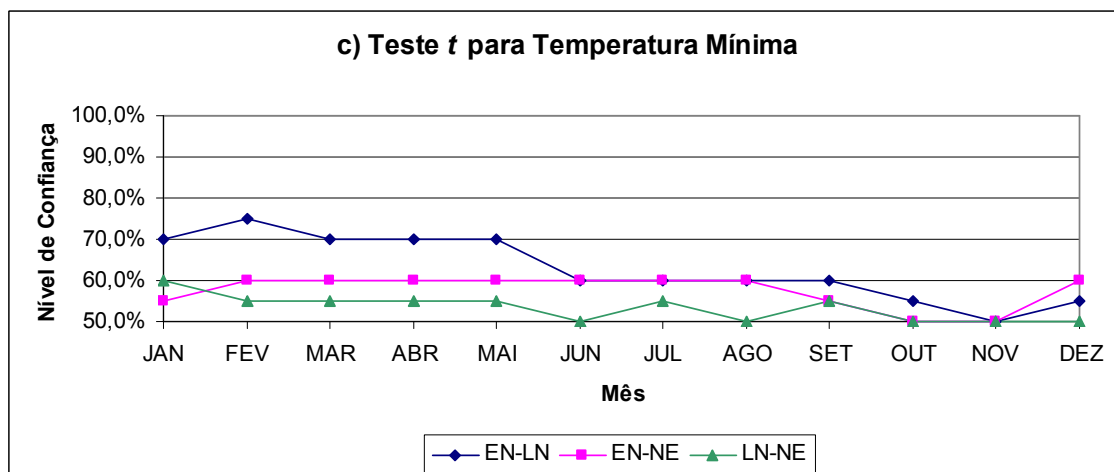
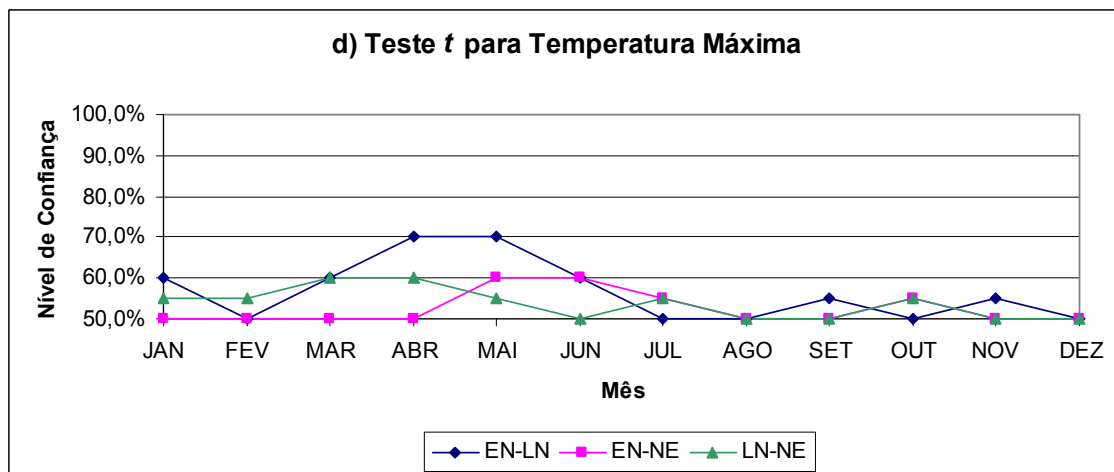
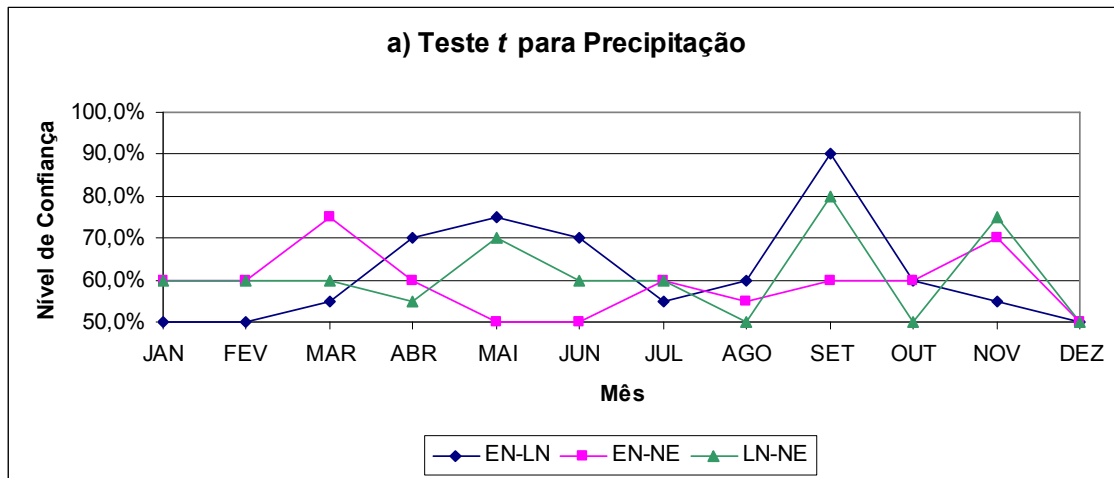
Figura 21: Comparação entre a climatologia e ano de El Niño (1993), La Niña (2001) e Neutro (2006) para a cidade de Belém (PA).

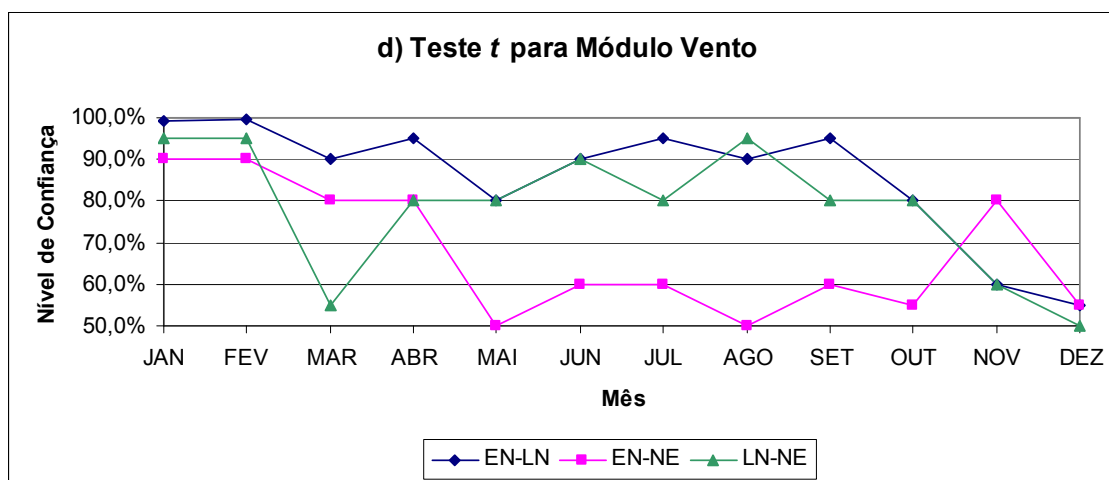


O estudo da diferença entre anos de El Niño, La Niña e Neutro foi realizado utilizando a metodologia do teste *t* de Student e os resultados são apresentados na figura 22. De forma geral, a maior diferença observada foi entre os anos de La Niña e El Niño (linha azul em todos os gráficos, EN – LN). A figura 20.a exibe os níveis de confiança obtidos para os dados de precipitação. A maior diferença foi observada no mês de setembro entre os episódios de La Niña e El Niño (80%), e La Niña e Neutro (90%). A comparação entre El Niño e Neutro apresentou valores baixos, com máximo de 75% em março. O nível de confiança obtido com os valores de temperatura máxima e mínima foi baixo, chegando ao máximo de 75%, no mês de fevereiro, na figura 20.c. Durante o restante do ano nível de confiança não ultrapassou 60%, com exceção da diferença entre El Niño e La Niña. a figura 20.d mostra um alto nível de confiança, ao longo da maior parte do ano, indicando que as variáveis são significativamente diferentes de acordo com a fase do ENOS. Porém, ao se comparar El Niño com anos Neutros, o nível de confiança se torna baixo, variando entre 60% e 50%, durante o período entre maio e outubro.

Estas diferenças observadas condizem com o esperado para este fenômeno atmosférico. As diferentes estruturas de cada fase são responsáveis por variações específicas no clima da região amazônica (GRIMM et al., 2000; GRIMM; TEDESCHI, 2004; KAYANO; ANDREOLI, 2006; PHINLANDER, 1990), explicando os níveis de confiança observados na figura 20, que podem ter apresentados valor baixo devido, apenas, à pequena quantidade de níveis de liberdade.

Figura 22: Teste t de Student entre El Niño e La Niña (EN – LN), El Niño e Neutro (EN – NE) e La Niña e Neutro (LN – NE) para as seguintes variáveis medidas na cidade de Belém: a) Precipitação, b) Temperatura máxima, c) Temperatura mínima e d) Módulo do vento.





Ao se estudar as séries temporais de precipitação, temperatura máxima e mínima, e módulo do vento através da TO, observa-se que a escala anual é a mais energética em todas as variáveis abordadas (com menor destaque no escalograma de temperatura mínima, figura 25.c). O ciclo anual constitui uma das escalas mais importantes no regime de chuvas da região norte do Brasil, influenciado elementos de outras escalas, como a interanual e a sazonal (HASTENRATH, 1984; MORAES et al., 2004). Nota-se na figura 20.a que poucas mudanças ocorreram no sinal de PRP. Os picos no sinal (observados entre os anos de 1961 – 1965, 1970 – 1975, 1975 – 1980 e 1995 – 2000) estão associados ao fenômeno da La Niña, enquanto que o período de 1965 a 1970 foi marcado por dois episódios de El Niño, explicando a aparente redução no sinal de PRP neste período.

Os sinais de temperatura máxima e mínima (figuras 24.a e 25.a), diferentemente daquelas de PRP, exibem resultados interessantes. Assim, a figura 24.a mostra que a amplitude da temperatura máxima aumenta ao longo da série temporal, indicando que houve maior variação ao longo dos anos. O inverso pode ser observado na figura 25.a, na qual a temperatura mínima mostra um comportamento de redução de amplitude ao longo dos anos. Um resultado importante que pode ser extraído destas séries temporais é a da tendência de aumento destas variáveis, indicando que vem ocorrendo aquecimento na cidade de Belém.

Esta problemática de aquecimento dos centros urbanos já vem sendo abordada por diversos autores. Marengo (2006) discute sobre os vários cenários de mudanças climáticas que podem vir a ocorrer no Brasil. Todos os cenários simulados através de modelos atmosféricos mostram aumento na temperatura média observada e redução na precipitação em diversas regiões do Brasil. O resultado relacionado à temperatura

condiz com o observado nas figuras 24.a e 25.a, que mostram uma clara tendência de elevação na temperatura máxima e mínima de Belém, porém não é possível observar variação na série temporal de precipitação na figura 23.a. Nobre et al. (2011) mostraram um estudo relativo a previsão do clima para a região metropolitana de São Paulo, e que pode ser estendido para a região metropolitana de Belém, com as adaptações necessárias devido as diferenças geográficas e ambientais das duas cidades. Com a expansão da mancha urbana, os resultados indicam tendência de aumento na temperatura, no número de noites e dias quentes, redução no número de dias e noites frias, além de aumento no número de eventos extremos (precipitação ou seca forte). Zhang et al. (2011) realizaram uma investigação sobre as mudanças nos valores extremos de temperatura do ar na China durante os anos de 1960 e 2005 e notou que não se pode atribuir as alterações observadas ao chamado “aquecimento global”, pois não há uma tendência de aumento da temperatura em toda a China, sendo que houveram casos de redução da temperatura. Porém, existem certos fatores que podem ser destacados como mais influentes nesta variação: no caso do aumento da temperatura máxima, a urbanização desenvolve um papel fundamental; no que diz respeito ao aumento da temperatura mínima, o fator mais importante a ser observado é o saldo de radiação do local de estudo. Além destes autores, Victoria et al (1998) e Collins et al (2009) também mostram evidências de que o clima vem se tornando mais quente no norte do Brasil, como resultado de variabilidades naturais (como ENOS ou ODP) e ação antrópica.

Assim sendo, os resultados com relação à variação de temperatura em Belém são plenamente esperados e explicáveis à luz de teorias disponíveis e sugerem questões importantes referentes à necessidade de políticas públicas que, voltadas para o planejamento estratégico das grandes metrópoles brasileiras levem em conta as tendências do tempo e clima num cenário de mudanças climáticas globais.

Figura 23: Análise da energia da série temporal de precipitação acumulada de Belém (PA). a) Sinal de anomalia de precipitação (mm). b) Escalograma da energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada).

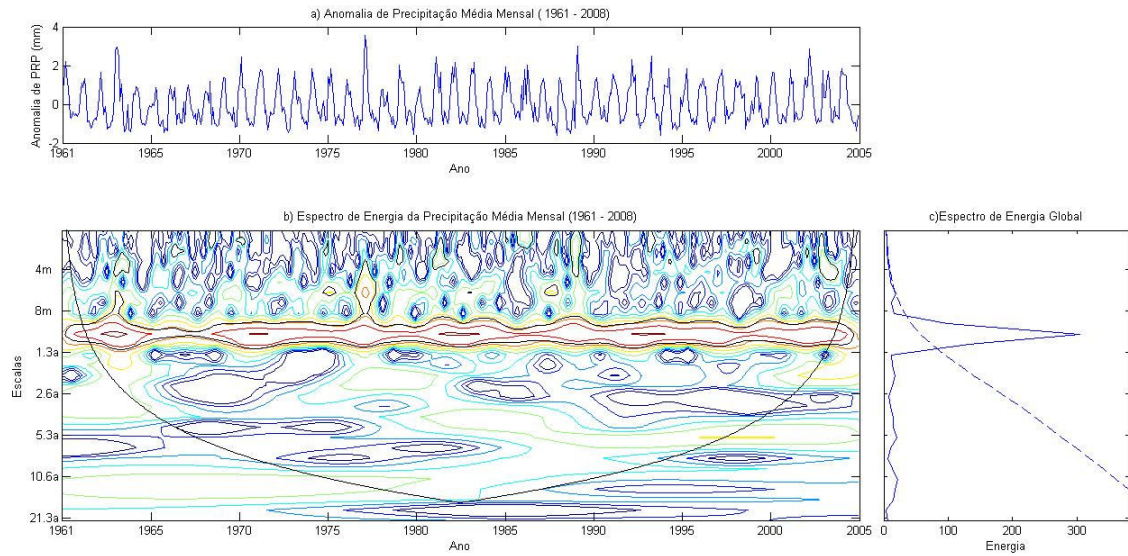


Figura 24: Análise da energia da série temporal de temperatura máxima do ar de Belém (PA). a) Sinal de anomalia de temperatura do ar (°K). b) Escalograma da energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada)

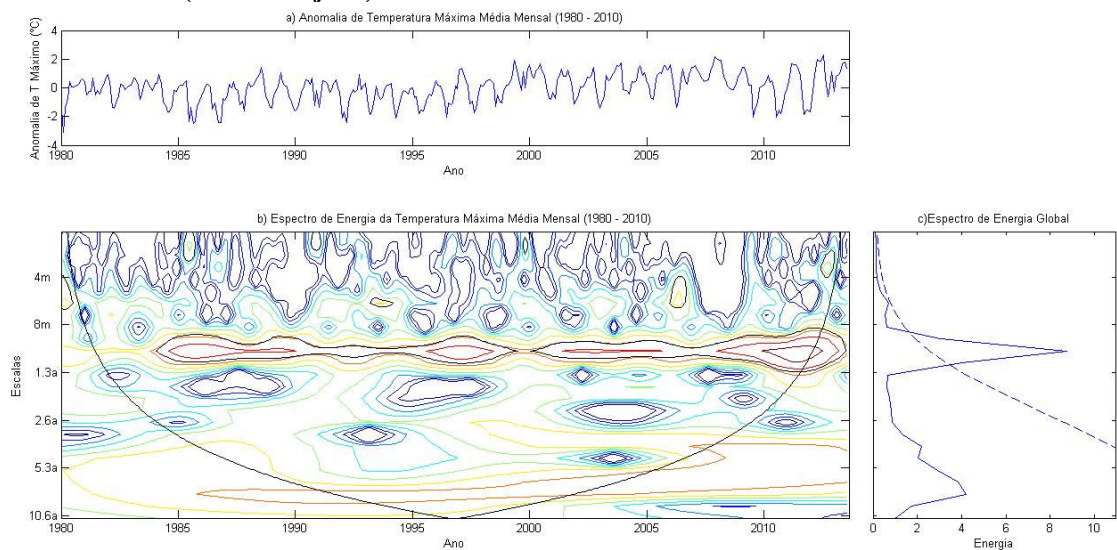


Figura 25: Análise da energia da série temporal de temperatura mínima do ar de Belém (PA). a) Sinal de anomalia de temperatura do ar (°K). b) Escalograma da energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada).

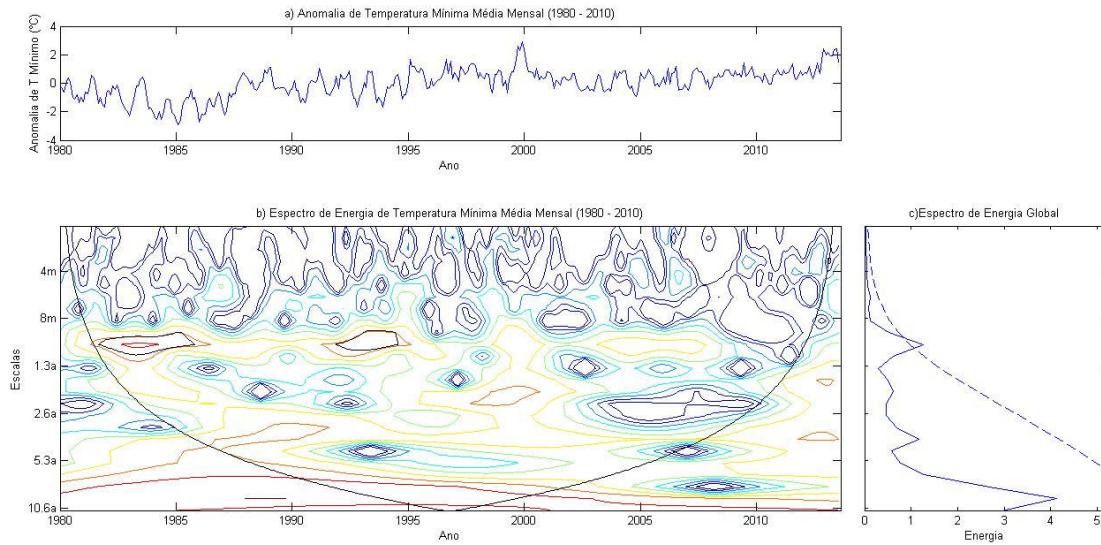
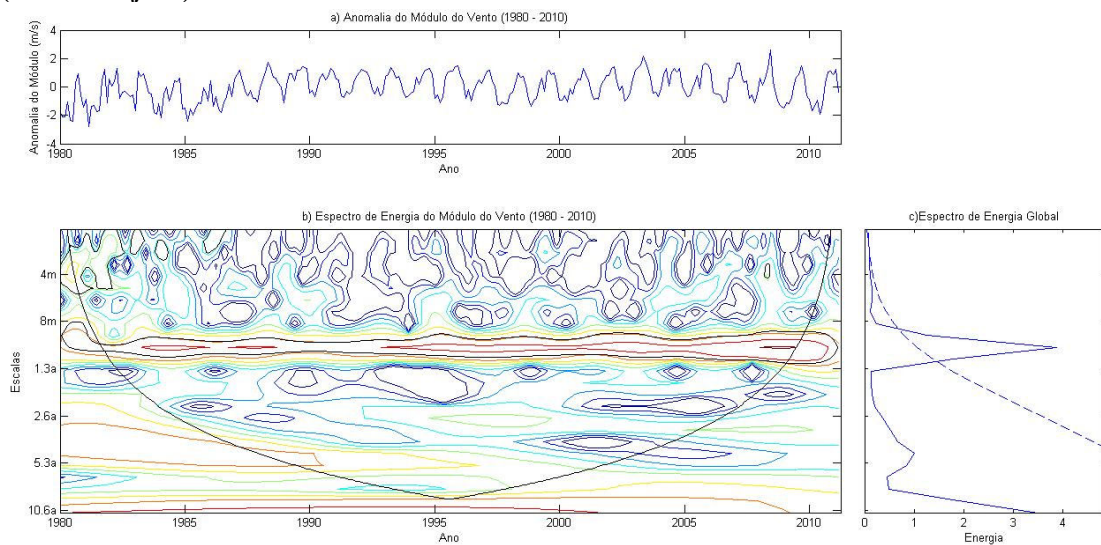


Figura 26: Análise da energia da série temporal do módulo do vento de Belém (PA). a) Sinal de anomalia do módulo do vento (m/s). b) Escalograma da energia do sinal de temperatura do ar. c) Energia global de cada escala presente no sinal atmosférico (linha cheia) e nível de significância de 95% (linha tracejada).



6.3 Diferenças observadas em grandezas meteorológicas medidas à superfície de acordo com a fase da Oscilação Madden – Julian (OMJ).

Neste tópico, serão apresentados os resultados referentes ao estudo da influência da OMJ nos valores de grandezas meteorológicas medidas à superfície de acordo com sua fase: inativa (de 31 de dezembro de 2008 a 14 de janeiro de 2009) e ativa (de 17 de janeiro a 31 de janeiro de 2009), totalizando 15 dias cada fase.

Os resultados serão mostrados em cinco partes: na primeira parte, será feita uma análise sinótica do mês de janeiro de 2009, na qual serão abordados os principais sistemas meteorológicos atuantes neste na Amazônia no período, bem como será feita uma comparação entre as condições meteorológicas nas duas fases da OMJ; a segunda tratará das diferenças observadas entre as fases ativas e inativas da OMJ nos dados da região de Belém; a terceira será referente aos dados de microescala, particularmente fluxos cinemáticos, por escala, obtidos na torre micrometeorológica de Caxiuanã, durante o dia (das 11 às 14 horas); a quarta parte será referente aos mesmos dados micrometeorológicos de Caxiuanã, porém durante o período de transição entre dia e noite (das 19 às 20 horas); por fim, a última parte será referente ao período noturno (das 22 às 23 horas), contendo as mesmas grandezas discutidas nos dois itens anteriores.

6.3.1 Análise observacional.

Com a finalidade de proporcionar uma visão mais ampla das condições meteorológicas que estavam predominando na região de estudo, foi feita uma breve análise sinótica das condições de tempo do mês de janeiro de 2009. As conclusões apresentadas aqui são baseadas no Boletim de Monitoramento e Análise Climática (CLIMANÁLISE, 2012) do Centro de Previsão de Tempo e Clima (CPTEC), do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

O Pacífico equatorial apresentou anomalias negativas de TSM em torno de $-0,5^{\circ}\text{C}$ e $-1,0^{\circ}\text{C}$, caracterizando o fenômeno da La Niña, resultando na intensificação dos ventos alísios sobre o Pacífico oeste. Próximo à região da Indonésia, foram observados valores baixos de ROL, indicando forte atividade convectiva, possivelmente causada pela atuação da OMJ. Apesar de o Boletim supramencionado não fazer menção a este mecanismo, já foi visto em outra parte deste trabalho que a OMJ esteve presente neste mês de janeiro, na região da Indonésia e na região de Caxiuanã.

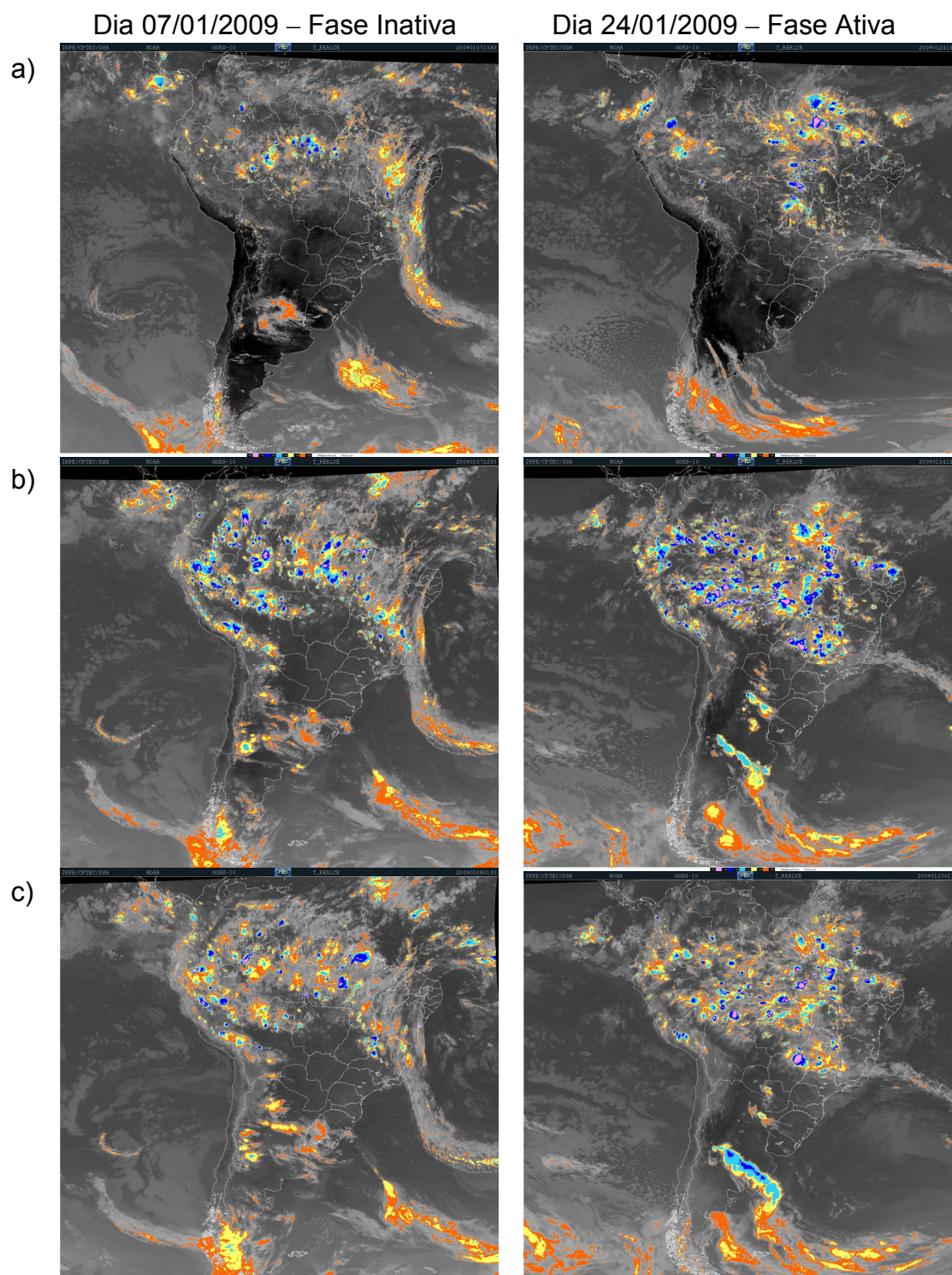
Na América do Sul, a ZCIT foi um dos principais sistemas precipitantes que atuou sobre a região, favorecido pelo fortalecimento de um sistema de alta pressão no Atlântico norte que intensificou os alísios de nordeste empurrando a ZCIT para uma posição mais ao sul da sua climatologia. A Alta da Bolívia e a ZCAS foram responsáveis por altos índices pluviométricos nas regiões norte, centro – oeste e sudeste do Brasil. Pouca precipitação foi observada na região nordeste do Brasil devido à presença do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) na primeira metade de janeiro. A atuação de Linhas de Instabilidade (LIs) e o deslocamento do VCAN para o sul possibilitaram a ocorrência de precipitação no norte e oeste desta região. A chuva no sul do Brasil se deu principalmente devido à presença de um sistema de baixa pressão e a atuação do jato subtropical sobre a região.

A figura 27 mostra imagens do satélite GOES 10 (*Geostationary Operational Environmental Satellites*) realçadas da América do Sul. A primeira coluna contém imagens do dia 07 de janeiro de 2009, fase inativa da OMJ. As imagens da segunda coluna são do dia 24 de janeiro de 2009, fase ativa. Cada dia possui três imagens de acordo com os seguintes horários locais: 12:30 (a), 19:30(b) e 22:30 (c), os mesmos horários utilizados na análise dos dados de resposta rápida.

Como a figura 25 está centrada na América do Sul, não se pode ter uma visão clara da ZCIT no norte do Brasil. Sobre o nordeste, durante a fase inativa, observa-se uma faixa sem nebulosidade na costa leste, em consequência da ocorrência do VCAN. No norte da região sudeste nota-se a presença de uma banda de nebulosidade com orientação norte – sul, podendo ser parte da ZCAS ou o resquício de um sistema frontal. Durante a fase ativa, estes sistemas aparecem, porém bem menos caracterizados.

Ao se comparar as imagens de satélite das duas fases, nota-se que há diferença entre os dois períodos estudados. Durante a fase ativa, mais sistemas convectivos de diferentes escalas podem ser identificados no norte da América do Sul, principalmente durante os períodos noturnos. Quando a OMJ está modulando o tempo de determinada região, espera-se que a convecção seja intensificada (MADDEN; JULIAN, 1971; VITORINO, 2004) e é exatamente isso que se pode notar nas imagens de satélite da figura 27.

Figura 27: Imagens de satélite GOES 10 realçadas da América do Sul dos dias 08 e 24 de janeiro de 2009 para as fases inativa e ativa da OMJ. (a) 12:30 hora local; (b) 19:30 hora local; (c) 22:30 hora local.

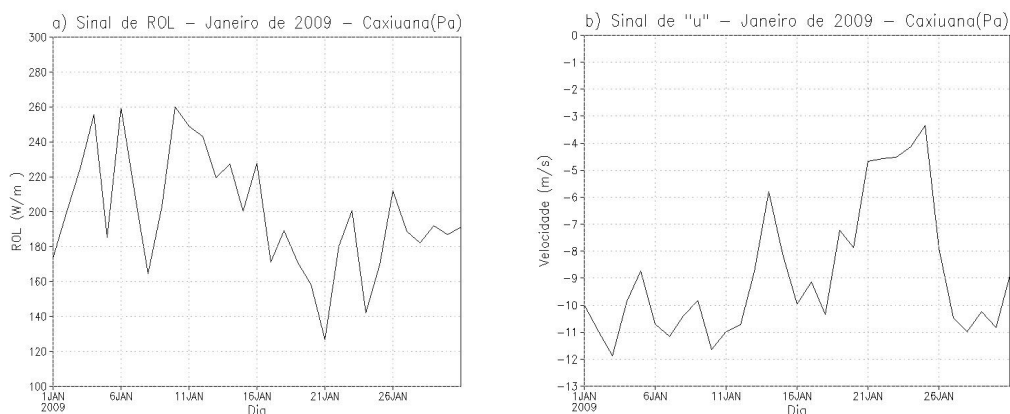


Os dados diários de reanálise de ROL (figura 28.a) e vento zonal (figura 28.b) para a região de Caxiuanã mostram uma clara diferença entre as duas fases da OMJ. Quanto menor o valor de ROL, maior será a atividade convectiva sobre determinada região, pois a nebulosidade será maior de modo a reduzir a quantidade de radiação de onda longa emitida pela superfície da Terra que chega ao espaço. Na figura 28.a nota-se

que durante todos os dias da fase ativa houve redução no valor de ROL, indicando que a atividade convectiva foi maior durante este período, estando de acordo com que foi visto nas imagens de satélite (figura 27).

O sinal da componente zonal do vento indica que houve redução na velocidade do vento de leste durante a fase ativa da OMJ. Como esta oscilação se desloca de oeste para leste, em direção contrária ao escoamento local, este enfraquecimento do vento vindo de leste sobre a região de Caxiuanã é uma evidência de que a OMJ esteve presente neste mês de janeiro, modulando o tempo sobre a região de estudo.

Figura 28: Séries temporal de: (a) ROL e (b) componente zonal do vento para o mês de janeiro de 2009 na região de Caxiuanã (PA).



6.3.2 Diferença entre as fases inativa e ativa da OMJ observada nos dados diários da cidade de Belém (PA).

Utilizando-se dados da estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) da cidade de Belém, Pa, para o mesmo período considerado no item anterior deste trabalho, verificaram-se possíveis diferenças estatisticamente significativas nos mesmos, de acordo com a fase da OMJ. Para isso, foi selecionado o período de 01 de dezembro de 2008 a 28 de fevereiro de 2009 das séries temporais de: precipitação, temperatura máxima, temperatura mínima e módulo do vento, provenientes da estação meteorológicas do INMET de Belém, PA. É importante ressaltar que o período inativo da oscilação é do dia 31 de dezembro de 2008 a 14 de janeiro de 2009, e o período ativo da oscilação do dia 17 ao dia 31 de janeiro de 2009. As séries de dados diários de precipitação acumulada, temperatura máxima, temperatura mínima e módulo do vento, apresentam um período maior do que um ciclo completo da

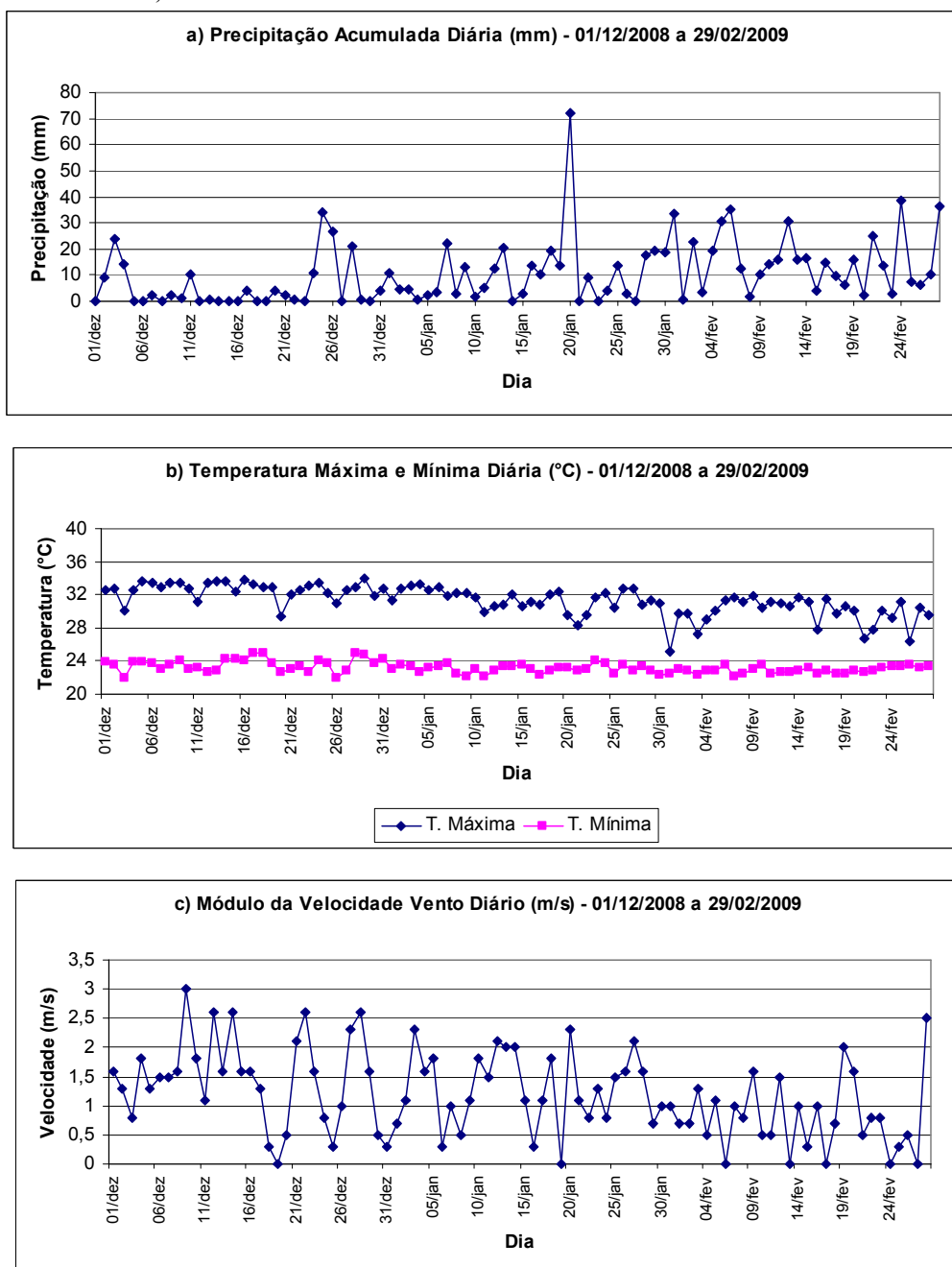
OMJ para possibilitar uma visão de como tais variáveis estavam se comportando antes e depois da passagem da referida oscilação.

Nota-se na figura 29.a que o valor de precipitação acumulado diário aumentou no início da fase inativa da OMJ, chegando ao máximo em torno de 20 mm de chuva. Durante a fase ativa, a amplitude da série de precipitação aumentou, sendo o máximo registrado, em torno de 70 mm, pouco antes da metade do período da fase ativa. Após este pico, o acumulado diminuiu durante os dias seguintes, voltando a aumentar ao final da fase ativa, ficando entre 20 e 30 mm de PRP. Este resultado já era esperado, pois como foi discutido anteriormente, a OMJ é um mecanismo que favorece a atividade convectiva durante o seu período de atividade em determinada região, resultando em maior acúmulo de precipitação (KAYANO; KOUSKY, 1990; MADDEN; JULIAN, 1971; VITORINO, 2004).

A figura 29.b mostra comportamentos diferentes para a temperatura mínima e máxima. Enquanto que a primeira se mostra sem grandes alterações com a mudança de fase da oscilação, a segunda aparenta ser modulada de acordo com a fase da OMJ. Durante a fase ativa há redução no valor da temperatura máxima em comparação à fase inativa, além de aumentar a amplitude da série. Estes resultados podem ser explicados pelo fato de que como a OMJ aumenta a atividade convectiva, a cobertura de nuvens será maior, evitando que a temperatura máxima seja maior do que em um período com menos nebulosidade (DAI et al, 1990; KARL ET AL., 1993), como é o caso da fase inativa da OMJ.

Diferenças também podem ser observadas na figura 29.c, referente à média diária do módulo do vento. A amplitude e o módulo tendem a diminuir na fase ativa, em comparação à fase inativa. Esta alteração observada pode ter sido causada pela passagem da OMJ acima da região de Belém, pois como foi discutido anteriormente, esta oscilação causa anomalias de oeste no vento zonal, resultado em variação no módulo do vento (KILADIS et al., 2005; MADDEN; JULIAN, 1971; RAYMOND, 2005).

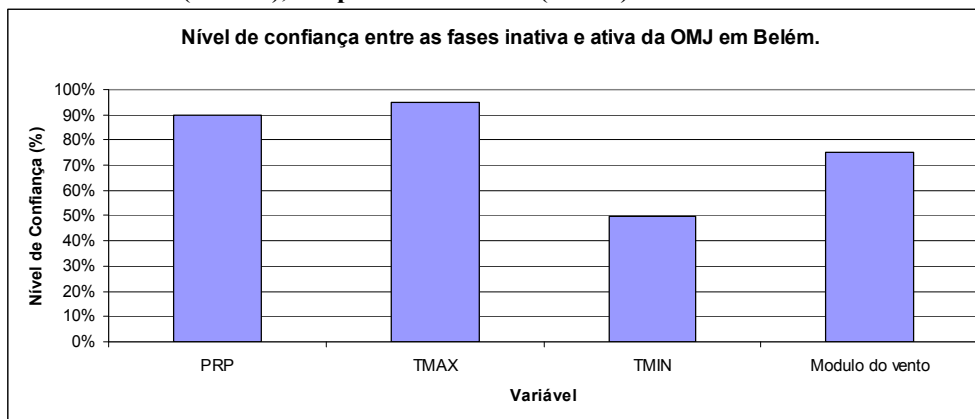
Figura 29: Séries temporais diárias de: a) precipitação, b) temperatura máxima e mínima e c) módulo do vento. Dados referentes ao período de 01 de dezembro de 2008 a 28 de fevereiro de 2009 na cidade de Belém, PA.



A confirmação da diferença existente entre as fases da OMJ foi verificada através da utilização do teste t de *Student*. O resultado exibido na figura 30 mostra que para a precipitação (PRP) e temperatura máxima (TMAX), há um nível de confiança de 90% e 95%, respectivamente, indicando que a diferença observada nos gráficos 29.a e 29.b é significativa. Como já era esperado, o nível de confiança da temperatura mínima (TMIN) foi baixo, pois pouca variação pode ser notada na figura 29.b. O módulo do vento atingiu nível de confiança de 75%, evidenciando que há diferença entre as fases da OMJ nesta variável, porém não muito significativa. Novamente, é bom destacar que

este teste foi aplicado para períodos de 15 dias de cada fase, como foi comentado anteriormente.

Figura 30: Avaliação da significância estatística da diferença entre as fases ativas e inativas da OMJ nos níveis de confiança calculados a partir do teste *t* de Student para precipitação (PRP), temperatura máxima (TMAX), temperatura mínima (TMIN) e módulo do vento.



6.3.3 Diferença entre as fases inativa e ativa observada nos dados de resposta rápida diurnos em Caxiuanã (PA).

Para verificar com maior precisão a influencia das fases ativa e inativa da OMJ nas grandezas turbulentas medidas em torre micrometeorológica instalada na floresta de Caxiuanã a taxas de amostragem suficientemente elevadas (10 Hz), foi efetuado uma avaliação de diferença por escala nas contribuições para as covariâncias entre w' e flutuações de escalares e , portanto, nas contribuições por frequência para o fluxo cinemático de calor sensível ($w'T'$), evapotranspiração ($w'q'$), CO_2 ($w'c'$) e para Energia Cinética Turbulenta (ECT). Para tanto, as séries temporais disponíveis foram projetadas por escala segundo uma metodologia proposta por Von Randow et al. (2002) em estudo sobre a variabilidade em escala de grandezas escalares acima de floresta na Amazônia Ocidental (Rebio Jarú).

Foi utilizada a ondeleta de Morlet, diferentemente de Von Randow et al. (2002) que utilizaram a ondeleta de Daubechies – 8 (DAUBECHIES, 1992). Isto porque a ondeleta complexa de Morlet é conhecida por sua capacidade de ser bem localizada em frequência conforme discutido detalhadamente por Thomas e Foken (2005), propriedade muito útil na construção dos escalogramas das grandezas turbulentas que serão estudadas aqui.

Ressalta-se que Costa (2011) utilizou a ondeleta de Morlet em seu estudo sobre a variabilidade em escala das grandezas turbulentas na Rebio Jarú, Rondônia, estendendo a pesquisa de Von Randow et al. (2002) às condições noturnas deste sítio experimental.

No presente estudo, procurar-se-á aplicar a metodologia de Von Randow et al (2002) aos dados experimentais coletados na floresta de Caxiuanã, agrupados em duas classes: fase ativa e inativa da OMJ.

Tal abordagem espectral permitirá detectar em que escalas temporais (ou frequências) as diferenças entre as contribuições para os fluxos turbulentos apresentam as diferenças mais acentuadas.

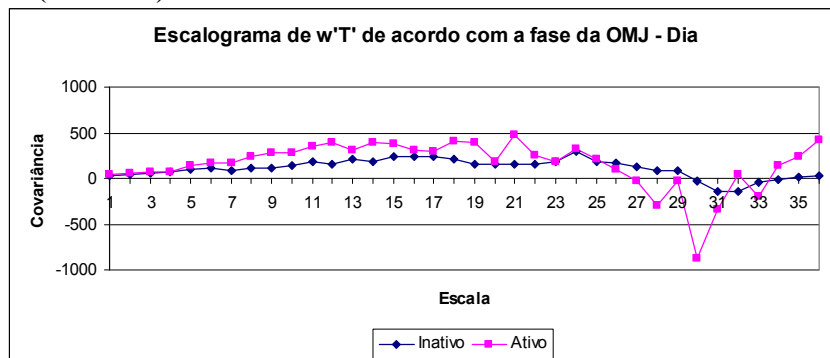
A tabela 3 apresentada abaixo exhibe o valor correspondente em minutos às escalas mostradas no eixo das abscissas das figuras 28, 29 e 30, relativas aos fluxos cinemáticos de calor sensível, calor latente e CO_2 de acordo com cada fase da OMJ. Ao todo, foram resolvidas pela TO, 73 escalas, porém, so foram incluídas nesta análise da escala 30 a 65, pois antes da escala 30 não havia contribuição significativa dos fluxos e além da escala 65 já estava fora do cone de influencia, ou seja, o nível de significância dos dados além da escala 65 era muito baixo. Ao todo, 36 escalas foram utilizadas para gerar os resultados apresentados abaixo.

Tabela 3: Relação entre o número das escalas apresentadas nas figuras 28, 29 e 30 e o valor em minutos correspondente as mesmas.

| | | | | | | | |
|---------------------|------|------|------|------|-------|----|----|
| Nº da Escala | 1 | 11 | 16 | 21 | 26 | 31 | 36 |
| Escala (Min) | 0,59 | 1,83 | 3,93 | 9,23 | 21,82 | 60 | 80 |

A figura 31 mostra o resultado por escala da covariância entre w' e T' , em outras palavras, mostra o fluxo cinemático de calor sensível por escala. O valor da covariância aumenta gradativamente a partir da primeira escala (0,59 min) chegando ao máximo absoluto na escala 30, durante a fase ativa, e na escala 24, durante a fase inativa. Na maior parte das escalas a covariância é positiva nas duas fases, havendo mudança de sinal nas escalas 28 e 30, fases ativa e inativa, respectivamente, possivelmente indicando que a falha espectral se situa nestas frequências, separando fluxo turbulento dos fluxos de mesoescala (VICKERS; MAHRT, 2003).

Figura 31: Comparação entre os escalogramas de $w'T'$, em cada fase da OMJ em Caxiuanã (PA) no período diurno (11h – 15h)

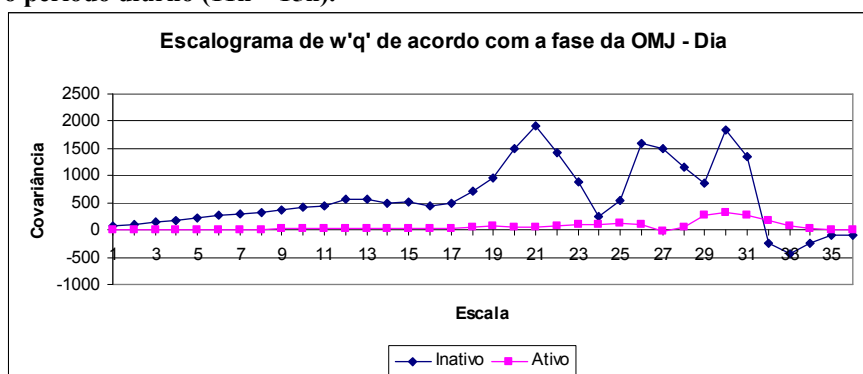


Von Randow et al. (2002), em seu estudo sobre grandezas turbulentas por escala na Rebio Jarú, notaram que o máximo da covariância ocorreu na escala de 3 minutos. No entanto, é importante citar que este estudo foi realizado em outro sitio experimental, durante um ano no qual não foi possível identificar a modulação da OMJ nos dados do NOAA (tabela 2) e com outra função mãe de ondeleta. Estes fatores podem ser responsáveis pela diferença observada na covariância de $w'T'$ destes dois estudos.

Costa (2011) realizou estudo similar ao de Von Randow et al. (2002) e mostrou que durante a estação úmida, o fluxo de calor sensível durante a tarde foi pouco menor do que o fluxo de calor sensível durante a estação seca, devido a um saldo de radiação maior durante a tarde. Esta explicação pode ser aplicada aos resultados discutidos no presente trabalho, se a fase ativa for relacionada com a estação úmida e a fase inativa com a estação seca.

A figura 32 mostra o resultado, por escala, do fluxo cinemático de calor latente, separado em fase inativa e ativa. Diferente da figura 31, a diferença entre as fases da oscilação é, aparentemente maior. Além disso, a fase inativa apresentou covariância maior do que a fase ativa, o contrario do observado para o fluxo de calor sensível. A mudança no sinal ocorre nas escalas 27 e 32 (21 e 60 minutos), respectivamente fase ativa e inativa.

Figura 32: Comparação entre os escalogramas de $w'q'$, de acordo com a fase da OMJ em Caxiuaná (PA), para o período diurno (11h – 15h).



Com relação ao trabalho de Von Randow et al. (2002) no que tange à covariância de $w'q'$, os máximos observados aqui estão em escalas maiores aos observados no estudo da Rebio Jarú.

A propósito, Rocha et al. (2004) em seu trabalho sobre a sazonalidade dos fluxos de calor em uma floresta tropical, notaram que o maior fluxo de calor latente ocorre durante a estação seca, quando a evapotranspiração é maior, comparativamente a estação úmida. Transpondo este pensamento para esta investigação, durante a fase inativa é esperada menor precipitação, menor nebulosidade, aumentando a radiação solar incidente, conseqüentemente levando a um aumento na evapotranspiração vegetal, explicando o porquê de a covariância de $w'q'$ durante a fase inativa ser maior do que durante a fase ativa. Apesar disso, estes resultados não estão de acordo com o observado por Von Randow et al. (2002) e Costa (2011), que apresentaram fluxo de calor latente maior durante a estação úmida. Deve-se lembrar, contudo, que eles não estudaram propriamente, dados da estação seca, mas do período intermediário, de transição entre os períodos seco e úmido.

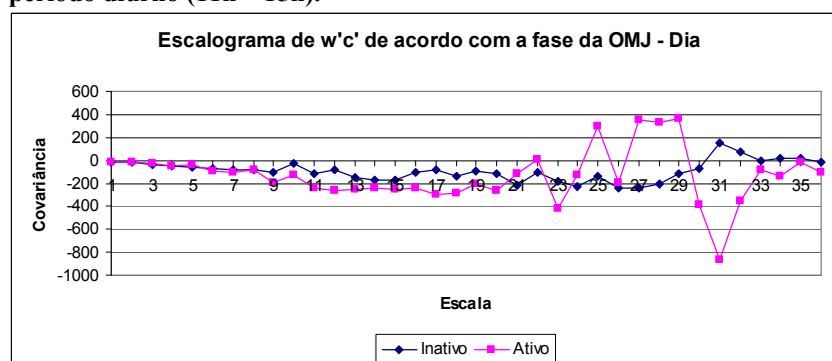
A figura 33 corresponde à covariância de w' e concentração de CO_2 de acordo com a fase da oscilação. Assim como ocorreu com a covariância de $w'T'$, o fluxo da fase ativa foi maior do que o fluxo da fase inativa. A falha coespectral se encontra nas escalas 25, fase ativa, e 31, fase inativa.

O fluxo de CO_2 negativo durante o dia é maior durante o período da fase ativa (mais chuvoso), o que está de acordo com outros estudos. Von Randow et al.: (2002) e Costa (2011) chegaram a resultados similares, porém para a estação úmida e estação seca.

A covariância de $w'c'$ negativa indica que a floresta está absorvendo carbono da atmosfera (com exceção das escalas maiores que apresentam valores positivos). O

carbono atmosférico é captado pelas plantas através da fotossíntese e é utilizado para gerar elementos importantíssimos para o desenvolvimento vegetal (PACHECO E HELENE, 1990). O mecanismo da fotossíntese é controlado por diversos fatores, dentre eles a radiação solar e a disponibilidade de água para a planta. Como foi visto antes, durante a fase inativa a quantidade de precipitação é menor, em comparação à fase ativa. Esta diferença pode fazer com que os estômatos se fechem para evitar perda excessiva de água, resultando em um fluxo menor de CO_2 durante esta fase (GOULDEN et al., 2004). Carswell et al. (2002) não apontaram diferenças sazonais significativas no fluxo de carbono para a floresta de Caxiuanã, e como pode-se observar na figura 33, pouca diferença existe entre a fase ativa (período mais chuvoso) e fase inativa (menos chuvoso) nos seus resultados.

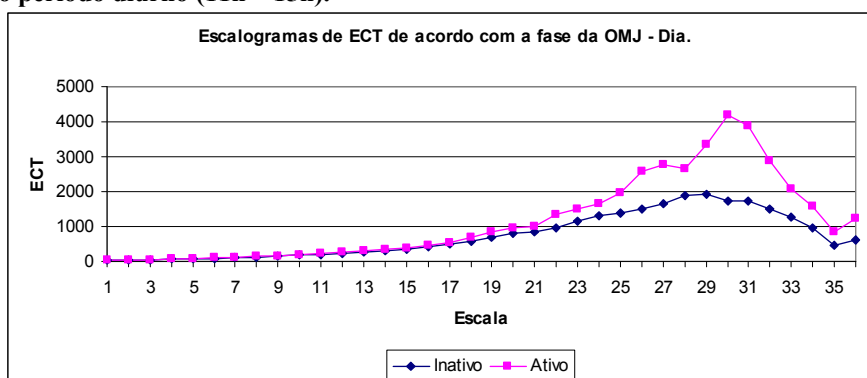
Figura 33: Comparação entre os escalogramas de $w'c'$, de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA), para o período diurno (11h – 15h).



O escalograma de Energia Cinética Turbulenta (ECT) é exibido na figura 34. Nota-se a maior contribuição para o total de ECT ocorre nas maiores escalas resolvidas, com o máximo ocorrendo na escala 30, durante a fase ativa e na escala 28 durante a fase inativa. Costa (2011) também estudou a variabilidade por escala de ECT e chegou a resultados similares ao encontrados neste trabalho.

Um dos itens que contribuem para a geração de ECT, mas apenas no período diurno, é a flutuabilidade (Eq. 26, termo III), ou seja, convecção. A atuação da OMJ causa aumento na convecção local, intensificando o termo de flutuabilidade da equação da ECT, resultando na diferença observado entre as duas fases da oscilação na figura 33

Figura 34: Comparação entre os escalogramas de ECT de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período diurno (11h – 15h).



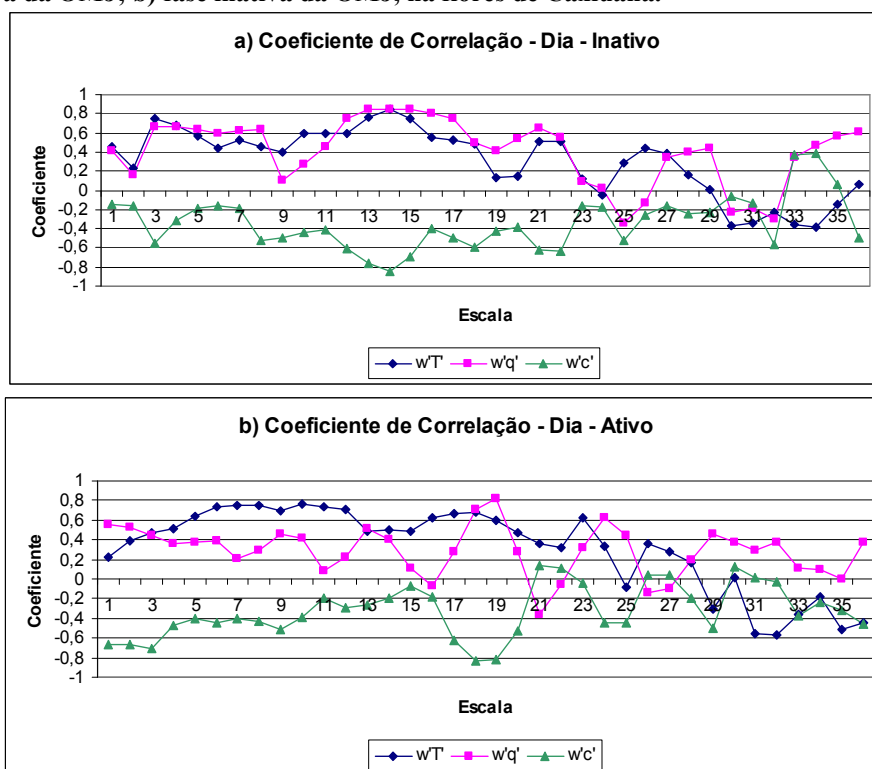
A análise do coeficiente de correlação, por escala, entre w' e grandezas escalares (figura 35) mostrou pouca diferença entre as fases da OMJ, com uma leve redução nos coeficientes de $w'q'$ e $w'c'$. De forma geral, o coeficiente de correlação mostra o que já era esperado pelo comportamento observado nos gráficos das covariâncias. O coeficiente de correlação também fornece informações interessantes sobre a validade ou não da Teoria da Similaridade de Monin – Obukhov (TSMO), segundo a qual, o coeficiente de correlação entre escalares deveria ser ± 1 . Ademais, ele também fornece outras informações sobre a influência da contribuição da baixa frequência para o fluxo de escalares, como o fluxo de calor sensível (VON RANDOW et al., 2006)

Os coeficientes relativos a $w'T'$ e $w'q'$ foram positivos na maior parte das escalas, chegando ao máximo em torno de 80% entre as escalas 12 e 17. A correlação entre w' e c' resultou, em grande parte, em valores negativos, novamente, já esperados pelo estudo do fluxo cinemático de CO_2 apresentado na figura 30.

Costa (2011) registrou que o maior coeficiente de correlação de $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$, para os dados da Rebio Jarú, ocorrem em frequência em torno de 9 e 26 minutos. Estes valores diferem um pouco do observado neste estudo, pois os máximos ocorreram entre as frequências de 3 e 10 minutos

Durante o período diurno a vegetação tende a absorver CO_2 através da fotossíntese e libera água na forma de vapor devido à abertura dos estômatos para a captação do CO_2 . Com isso, espera-se que estes fluxos tenham comportamento similar, porém de sinal oposto e isso pode ser observado tanto na figura 35 quanto nas figuras 32 e 33, covariâncias de $w'q'$ e $w'c'$ respectivamente.

Figura 35: Coeficientes de correlação por escala das covariâncias diurnas de $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$ para: a) fase ativa da OMJ; b) fase inativa da OMJ, na flores de Caxiuaná.



O teste t de *Student* evidenciará se a diferença, por escala, observada entre a fase ativa e a inativa é significativa ou não. O resultado apresentado na figura 36 mostra que a diferença $w'c'$ foi pouco significativa entre as fases da OMJ, com valores de parâmetro t abaixo da linha de 95% de nível de confiança na maioria das escalas. Este resultado é visível nas figuras 33, relativa à covariância de $w'c'$, na qual pode-se notar pouca variação entre os fluxos de carbono na fase ativa e inativa.

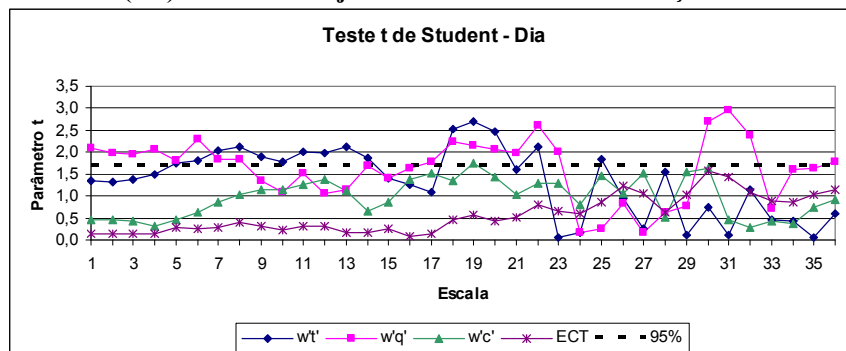
Apesar da diferença na figura 31 ser pequena entre os fluxos de calor sensível da fase ativa e inativa, o teste t mostrou que entre as escalas 01 e 21 (região que corresponde ao subdomínio inercial e região de produção de turbulência) há grande diferença entre as covariâncias, com nível de confiança em torno de 95% na maioria das escalas, chegando a 97,5% na escala 19.

A figura 32, relativa à covariância de $w'q'$, mostrou grande diferença entre as fases da OMJ. Nas escalas menores, o parâmetro t mostrou que o nível de confiança fica entre 95% e 90%, chegando a atingir valores em torno de 60% entre as escalas 24 e 29 e oscilando entre 99,5 e 95% nas maiores escalas.

O teste t da ECT mostrou exatamente o que foi visto na figura 32, pouca diferença pode ser observada até a escala 26, até então, o nível de confiança permaneceu

baixo, entre 55 e 70%. A partir desta escala, o nível de confiança aumentou, bem como a diferença entre as fases ativas e inativas, ficando entre 70 e 90%.

Figura 36: Teste t de Student para os fluxos por escala de $w'T'$, $w'q'$, $w'c'$ e ECT no período diurno na flores de Caxiuana (PA). A linha tracejada marca o nível de confiança de 95%.



Tais resultados apontam para a diferença entre as forças de fluabilidade nas fases ativa e inativa como fator preponderante para explicar as variabilidades observadas.

Como já foi comentado anteriormente, a MJO é uma oscilação que funciona como uma grande célula convectiva. Durante a sua fase ativa e durante o dia, a convecção é intensificada, levando ao aumento observado na TKE e no fluxo cinemático de calor sensível.

O aumento da nebulosidade ocasionado pela intensificação da convecção nos dias da fase ativa da MJO influenciou certamente em diversas variáveis superficiais, sendo que o papel fundamental das nuvens convectivas da Amazônia como links entre processos superficiais, a partição da energia à superfície e a evolução da camada de mistura já foi discutido em artigos tais como os de Betts et al. (2009), e Betts e Silva-Dias (2010). Um fator que pode ter sido fundamental nas diferenças do fluxo de calor sensível é o efeito causado pelos *cloud gap* (falha na nebulosidade), o incremento na radiação solar incidente à superfície induzido pelas nuvens. Gu et al. (1999, 2001), em seu trabalho sobre a influencia da nebulosidade em parâmetros superficiais, apontam que a falha na nebulosidade pode gerar perturbações nos fluxos de calor induzidas pelas nuvens em dois regimes distintos: regimes de mesoescala, processos convectivos na ordem de dezenas de minutos a horas; e processos turbulentos com escala menor a 10 minutos que representam as diferenças internas de nuvens individuais. Devido à falha na cobertura de nuvens, as laterais expostas das nuvens convectivas profundas refletem parte da radiação solar incidente de volta para a superfície, causando estas perturbações observadas por Gu et al. (1999, 2001). Como durante a fase ativa a nebulosidade foi

maior, tais efeitos induzidos por nuvens podem ter sido responsáveis pelas variações observadas na figura 31, nas quais é possível observar contribuições significativas de elementos de mesoescala.

Durante a fase inativa, a atmosfera estava mais seca e mais quente em relação a fase ativa (25,6°C e umidade relativa de 84,46% na fase inativa, 24,9°C e 87,98% na fase ativa). Rocha et al. (2004), em seu estudo sobre fluxos de calor em uma floresta tropical, encontraram resultados indicativos de que sob tais circunstâncias (atmosfera mais seca e quente) o fluxo de calor latente aumenta, devido à intensificação da evapotranspiração, corroborando os resultados encontrados neste trabalho. Com a atmosfera neste estado, também foram alterados os tamanhos dos maiores vórtices. Com efeito, Betts (2006) assinala que na camada limite convectiva amazônica o nível de condensação por levantamento se confunde com a altura da camada de mistura. Então, como ele mesmo demonstrou, na estação seca da Amazônia pode-se esperar que, em média, o nível de condensação por levantamento seja mais elevado do que na estação úmida e conseqüentemente, os maiores vórtices turbulentos na estação seca tenham escalas temporais e espaciais maiores do que aqueles da estação úmida. Isto corrobora o que foi mostrado nas figuras 31 e 32, em que a falha espectral encontrada na fase ativa ocorreu em uma escala temporal inferior àquela da fase inativa, indicando que na fase ativa, os vórtices eram menores (VICKERS; MAHRT, 2003; VORONOVICH; KIELY, 2007), favorecendo o desenvolvimento de nuvens mais baixas.

Além disso, outros fatores podem ter contribuído para estabelecer tais diferenças. Assim, Betts (2004; 2007), Betts and Viterbo (2005), Betts et al. (2009) propuseram que vários fatores físicos estão acoplados na camada limite, com consideráveis efeitos de feedbacks e a alteração de um desses fatores pode modificar todo o sistema. Um dos principais elementos que faz parte deste sistema acoplado é a umidade do solo. Foi observado pelos autores que durante a estação chuvosa, em sítios na Amazônia, o solo fica mais úmido que durante a estação seca. Esta umidade por sua vez, é responsável por reduzir o fluxo de calor sensível, aumentar o fluxo de calor latente (porém valores altos de umidade do solo podem ocasionar redução no fluxo de calor latente) e aumentar a taxa de evaporação próxima à superfície, de tal forma que a atmosfera fica próxima da saturação mais rapidamente. Com isso, a altura da base das nuvens é reduzida (camada de mistura se torna mais rasa e há redução do tamanho dos maiores vórtices) e a cobertura de nuvens aumenta impedindo que uma maior quantidade de radiação solar chegue diretamente à superfície, causando temperaturas menores durante o dia. Durante períodos secos, os autores notaram que a redução da

umidade do solo fortalece a intensificação do fluxo de calor sensível, a base das nuvens ocorre em uma altura maior (camada de mistura se torna mais profunda) e a nebulosidade é reduzida, com isso, a radiação solar incidente aumenta, assim como a temperatura do ar.

Extrapolando a idéia de estação seca e chuvosa para as fases da MJO, onde a estação seca seria a fase inativa e a estação chuvosa a fase ativa, pode-se encontrar diversas similaridades. O aumento da precipitação e da umidade relativa ocorrido durante a fase ativa da MJO (um total de 235 mm de chuva acumulada durante a fase ativa e 116 mm durante a fase inativa) pode ter feito o solo atingir a sua capacidade de campo, o que inibe a evaporação da água e a transpiração vegetal (KOZLOWSKI, 1984), reduzindo o fluxo de evapotranspiração, como foi observado na figura 8. A alta umidade do solo é outro fator que colabora para a redução da altura da base das nuvens, corroborando a idéia apresentada anteriormente de que os vórtices na fase ativa da MJO são menores do que na fase inativa.

Em síntese, a presença frequente de nuvens convectivas no período diurno acima da floresta atua como um elo importante entre os processos de troca entre a superfície e a atmosfera em que o conteúdo de água no solo, altura da camada limite, nível de condensação por levantamento, umidade relativa e nebulosidade estão profundamente acoplados (BETTS et al., 2002; BETTS et al., 2008; STRONG et al., 2005). Em tais situações as características das nuvens convectivas existentes, com suas consequências na variabilidade da irradiância induzido por cumulus (*cumulus solar irradiance reflection*, SEGAL; DAVIS, 1992) e o efeito *cloud gap* (GU et al., 1999) interferem nas escalas maiores de ocorrência dos movimentos atmosféricos e acentuam a variabilidade espacial dos mesmos (Gu et al., 2001), o que deve se manifestar de maneiras distintas nas fases ativa e inativa da MJO acima da Amazônia.

6.3.4 Diferença entre as fases inativa e ativa observada nos dados de resposta rápida do período de transição dia – noite em Caxiuanã (PA).

Seguindo a mesma metodologia utilizada no tópico anterior, neste item serão abordados os dados de resposta rápida correspondentes ao período de transição entre o dia e a noite correspondente ao intervalo entre 19h e às 20h local. Este período do dia está localizando entre uma camada de mistura desenvolvida, com forte turbulência (possível existência de uma subcamada residual), e uma camada estável, recém

estabelecida próxima a superfície, com turbulência estratificada. Devido a isso, este horário de transição pode apresentar características que não condizem exatamente com as características da noite profunda (ACEVEDO; FITZJARRALD, 2003).

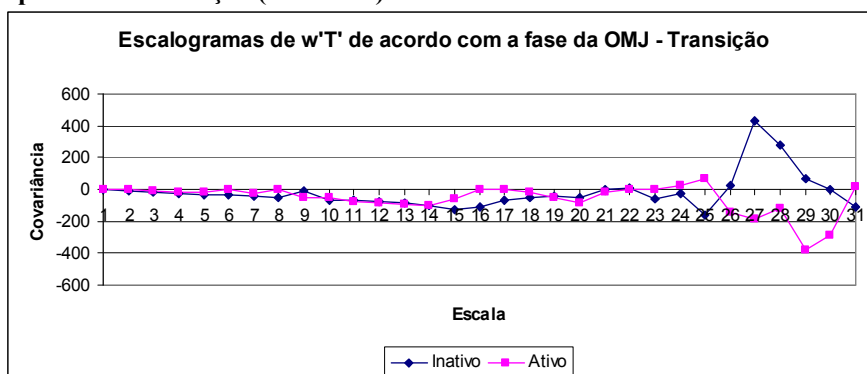
As escalas abordadas neste tópico são apresentadas na tabela 4. Estas escalas são referentes a todas as figuras que serão analisadas a seguir, incluindo aquelas relativas ao período noturno do próximo tópico. Diferente do período diurno, o número de escalas resolvidas no período de transição e noturno foram 65, das quais foram selecionada as escalas no intervalo entre a 25 e a escala 55, utilizando a mesma metodologia explicada anteriormente, totalizando 31 escalas estudadas.

Tabela 4: Relação entre o número das escalas apresentadas nas figuras 34, 35 e 36 e o valor em minutos correspondente as mesmas.

| Nº da Escala | 1 | 6 | 11 | 16 | 21 | 26 | 31 |
|--------------|------|------|------|------|------|----|----|
| Escala (Min) | 0,12 | 0,54 | 0,68 | 1,57 | 3,52 | 10 | 30 |

A figura 37 corresponde à análise da covariância, por escala, do fluxo de calor sensível, $w'T'$, de acordo com a fase da OMJ acima de Caxiuanã. A covariância de $w'T'$ foi próxima de zero nas primeiras escalas e negativa na maior parte das escalas resolvidas pela TO, atingindo valores absolutos maiores na baixa frequência. Durante a fase inativa, o eixo do valor zero é cortado apenas uma vez, na escala 26, voltando a ser negativa na escala 30. Na fase ativa, a covariância se torna positiva na escala 24, com a covariância voltando a ser negativa logo em seguida, para mudar novamente de sinal na escala 31. É interessante observar que nestas maiores escalas o fluxo cinemático de calor sensível nas duas fases se comporta de forma similar, porém com sinal oposto.

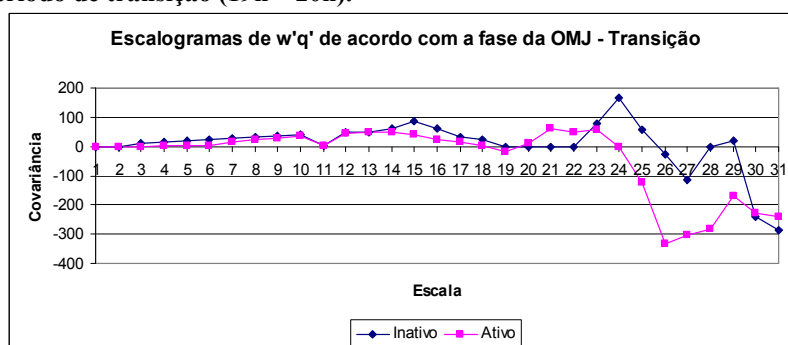
Figura 37: Comparação entre escalogramas de $w'T'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período de transição (19h – 20h).



Acevedo e Fitzjarrald (2001) estudaram a transição dia – noite em uma rede de estações meteorológicas na região de Albany, nos Estados Unidos. Eles observaram que em todas as estações utilizadas houve redução da temperatura do ar na transição dia – noite, ocasionado pela redução da radiação solar incidente e depois pela extinção da mesma. Com isso, o fluxo de calor sensível passa a ser negativo, indicando apenas perda de calor. Na figura 37, a maioria das escalas estudadas está de acordo com estes resultados propostos por Acevedo e Fitzjarrald (2001), com a exceção das maiores escalas da fase ativa e um pequeno intervalo de escalas na fase inativa, ambos apresentando covariância positiva.

A figura 38 corresponde à comparação entre $w'q'$ de cada fase da OMJ. No geral, a covariância somente se torna negativa nas escalas 24 (fase ativa) e 26 (fase inativa), sendo que as outras apresentam covariância positiva, com que a fase ativa contando com valores maiores do que a fase inativa na baixa frequência.

Figura 38: Comparação entre escalogramas de $w'q'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuana (PA) para o período de transição (19h – 20h).

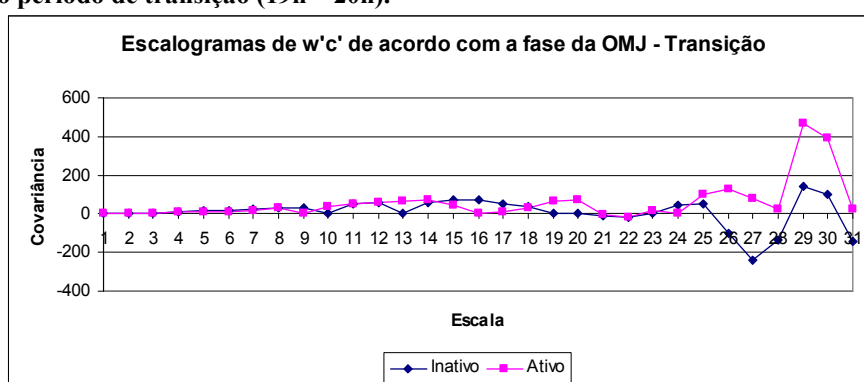


No estudo de Acevedo e Fitzjarrald (2001) também é investigado o comportamento da umidade específica. Diferentemente do observado para a temperatura do ar, ocorre um rápido aumento da umidade específica devido à forte redução na evaporação à superfície. Outros escalares, como o dióxido de carbono, também se comportam como o vapor d'água, tendo um aumento de sua concentração no início da transição.

Os autores também comentam que o aumento na umidade e a redução na temperatura são resultados do confinamento da camada de mistura a uma região próxima a superfície. Grimsdell e Angevine (2002) também estudaram este período de transição e propuseram explicação similar para o comportamento dos fluxos de vapor d'água e temperatura do ar.

A figura 39 exibe a covariância entre w' e a concentração de CO_2 de acordo com a fase da OMJ. Assim como pode ser visto nas figuras de $w'T'$ e $w'q'$, em comparação ao período diurno, o fluxo cinemático de CO_2 foi menor na maioria das escalas na transição dia – noite, com valores maiores e mais próximos dos valores do dia nas escalas maiores. O valor da covariância foi positivo até as escalas 21 em ambas as fases, porém, na escala 23 a covariância volta a ser positiva. Na fase inativa, a partir da escala 26, o sinal volta a ser negativo, indicando que estas frequências estavam contribuindo para aumentar o CO_2 atmosférico.

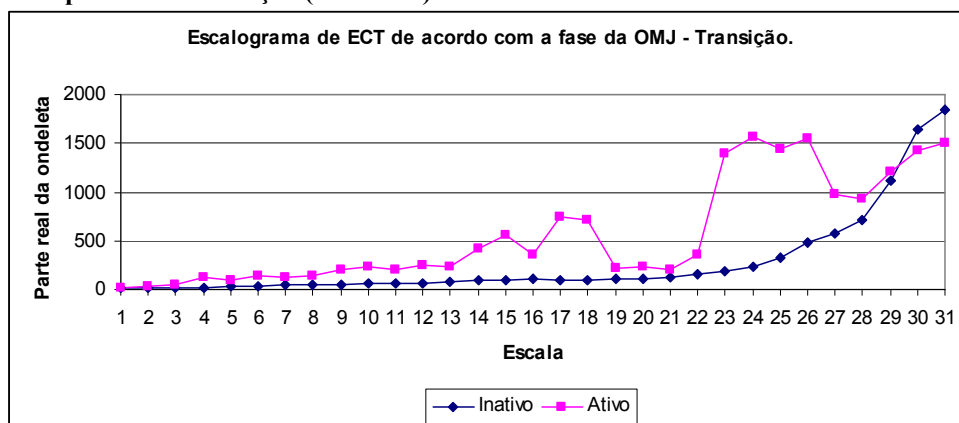
Figura 39: Comparação entre escalogramas de $w'c'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período de transição (19h – 20h).



A ECT do período de transição é mostrada, por escala, na figura 40. Assim como foi observado durante o dia, a ECT da fase ativa foi maior do que na fase inativa da OMJ, com máximo ocorrendo na escala 24. A ECT durante a fase inativa aumento gradualmente ao longo das escalas, com o máximo na escala 31.

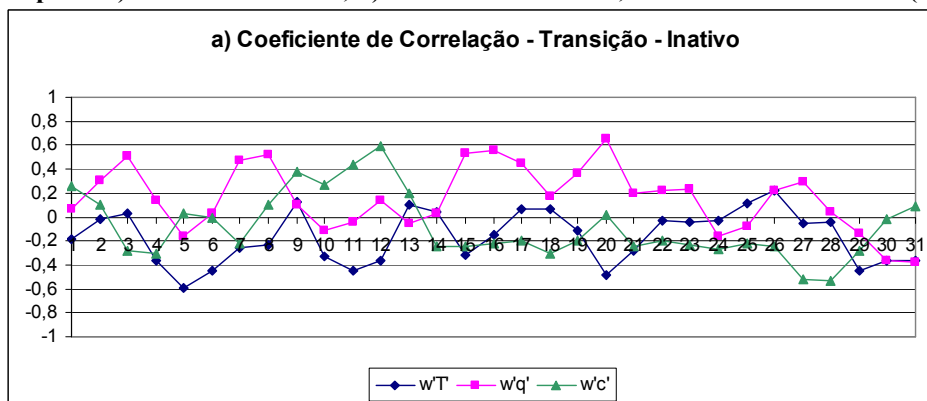
. Durante este período do dia, em Caxiuanã, podem ocorrer fenômenos de corrente de densidade, devido a fortes rajadas ocasionadas pelo mecanismo de brisa existente entre a baía e a superfície terrestre (NOGUEIRA, 2008). Estes mecanismos, associados ao incremento da fase positiva da OMJ, podem ter sido fundamentais para o aumento da ECT durante a fase ativa

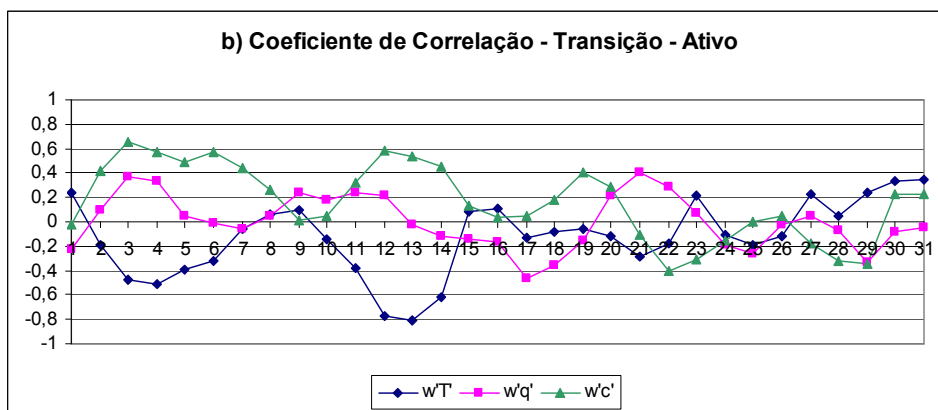
Figura 40: Comparação entre os escalogramas de ECT de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período de transição (19h – 20h).



O estudo do coeficiente de correlação (figura 41) está de acordo com o observado nas figuras 35, 36 e 37. A correlação de $w'T'$ foi predominantemente negativa, diferindo entre as fases apenas na baixa frequência, onde foi observado que na fase inativa a correlação foi negativa e na fase ativa foi positiva. A correlação de $w'q'$ durante a fase inativa foi positiva, com poucas escalas apresentando valores negativos. O coeficiente de correlação de $w'c'$ na fase inativa foi em grande parte negativo, já na fase ativa houve predomínio positivo na maioria das escalas, alternando entre negativo e positivo após a escala 21.

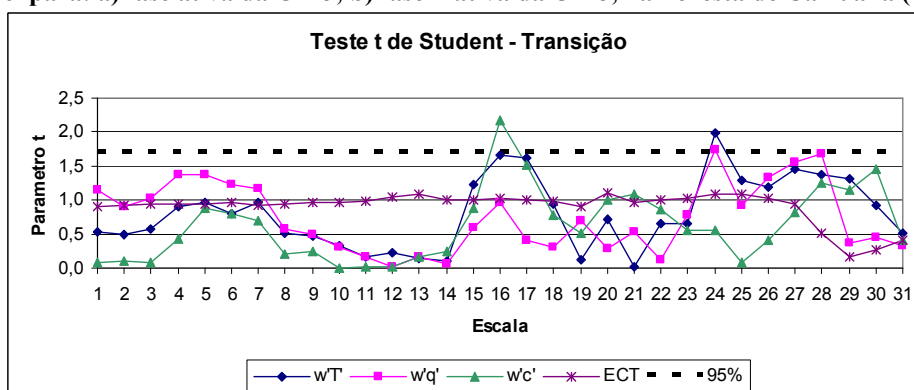
Figura 41: Coeficientes de correlação por escala das covariâncias do período de transição de $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$ para: a) fase ativa da OMJ; b) fase inativa da OMJ, na floresta de Caxiuanã (PA).





A análise do teste *t* de *Student* (figura 42) mostrou que a maioria das escalas estudadas apresenta nível de confiança menor que 95%. A diferença entre $w'T'$ na fase inativa e ativa ficou entre 60 e 90% até a escala 15, chegando a marca de 95% nas escalas seguintes para logo após, registrar valor abaixo de 55% na escala 21 e 95% na escala 24. A comparação de $w'q'$ teve valores próximos a 95% nas primeiras escalas, caindo assim como $w'T'$ e $w'c'$, para valores na marca de 55% de nível de confiança, sendo que logo em seguida, o valor do parâmetro *t* de $w'q'$ aumenta, em comportamento similar ao de $w'T'$. O parâmetro *t* de *Student* de $w'c'$ teve o maior valor na escala 16, superando 99,5% de nível de confiança, porém, após este pico, o parâmetro *t* seguiu a tendência das outras séries e reduziu de valor, oscilando entre 70 e 90% entre as escalas 18 e 24. Um novo aumento ocorre na escala 26, mas sem ultrapassar a linha de 95%.

Figura 42: Coeficientes de correlação por escala das covariâncias do período de transição de $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$ para: a) fase ativa da OMJ; b) fase inativa da OMJ, na floresta de Caxianã (PA).



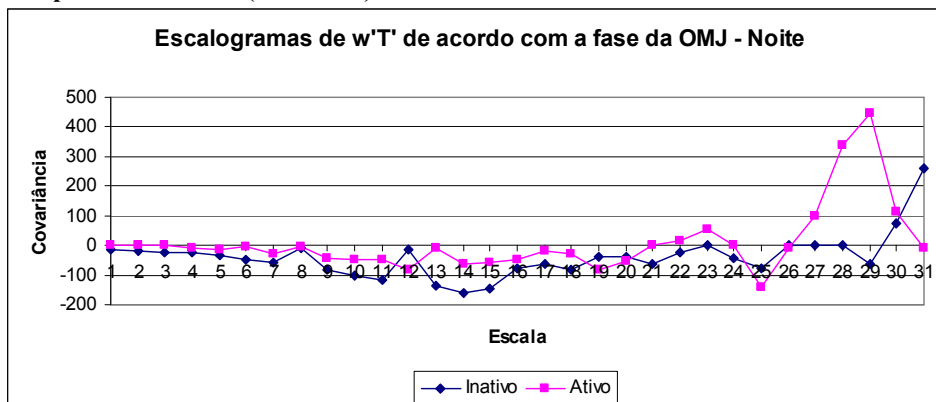
6.3.5 Diferença entre as fases inativa e ativa observada nos dados de resposta rápida noturnos em Caxiuanã (PA).

Os resultados apresentados neste tópico correspondem ao período noturno, das 22 às 23 horas, hora local. Este horário foi escolhido de modo a evitar a influência de possíveis efeitos circulações de brisa e por não ser um horário no qual a estabilidade atmosférica esteja mais forte, como se espera no período da madrugada. A tabela 3 apresentada no tópico anterior também é aplicada aos gráficos apresentados nesta sessão.

Algumas características são comuns às três figuras apresentadas a seguir, figura 43, 44 e 45. A covariância foi menor em comparação ao período diurno, visto que não há energia proveniente das forças de fluatuabilidade para a formação de vórtices turbulentos, além de a estratificação e a estabilidade da camada impedirem que os vórtices se desenvolvam (STULL, 1988). Prabha et al. (2008), em seu estudo sobre escoamento acima de floresta na América do Norte, concluíram que em uma situação na qual o cisalhamento do vento é reduzido, os vórtices de baixa frequência contribuem mais para os fluxos de superfície, fato que pode ser observado nas figuras 43, 44 e 45.

A figura 43 mostra a comparação entre as covariâncias, por escala, de $w'T'$ durante o período noturno. Pouca diferença pode ser observada em comparação ao período diurno, sendo que o fluxo cinemático de calor sensível é quase nulo na maioria das escalas, resultado da falta da fonte principal de energia, o sol, e passa a ser negativo na maioria das escalas, indicando que o fluxo é da superfície para a atmosfera. Com exceção das maiores escalas, associado a fenômenos de mesoescala, o método das covariâncias resultou em valores negativos, indicando que estas escalas temporais estão atuando como sumidouros de calor sensível.

Figura 43: Comparação entre escalogramas de $w'T'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA) para o período noturno (22h – 23h).



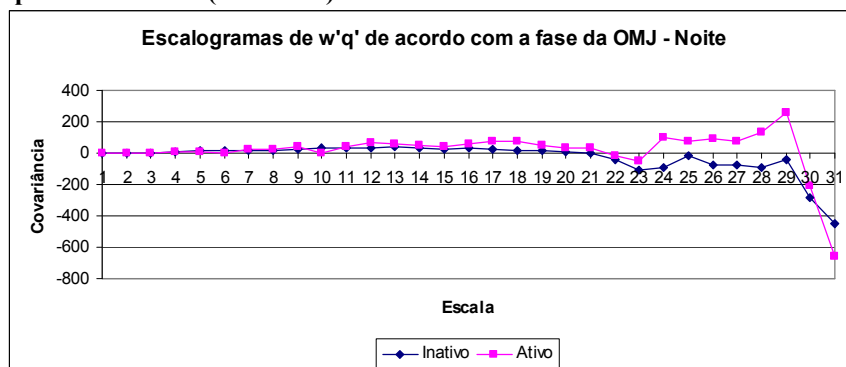
Terradellas et al. (2005), em seu artigo sobre o estudo de oscilações na camada limite atmosférica estável em um sítio experimental espanhol (experimento SABLES), mostraram que correntes de densidade (deslocamento de ar menos denso devido à intrusão de ar mais denso que pode ser causado por tempestades, ação de nuvens convectivas e brisas marítimas, por exemplo; SIMPSON, 1997) podem ser responsáveis por oscilações, no fluxo de calor, em escalas em torno de 5 e 25 minutos. Nogueira (2008), ao analisar fortes rajadas noturnas na região de Caxiuanã na estação seca, identificou possíveis correntes de densidade sobre o sítio experimental. Logo, este fenômeno pode ser responsável pelos picos nas escalas discutidas anteriormente.

Os resultados obtidos neste trabalho diferem daqueles obtidos por Costa (2011), no que se refere aos fluxos por escala acima da floresta, porém, para a Reserva Biológica Jarú, em Rondônia. No estudo de Costa (2011) as escalas que mais contribuíram para o fluxo eram de poucos minutos (2 – 8 minutos), enquanto que neste estudo, as escalas temporais que mais contribuíram são as superiores a 10 minutos, apesar de ser possível identificar contribuições nas mesmas escalas encontradas por Costa (2011).

A figura 44 mostra covariâncias de $w'q'$, por escala, para o período noturno em Caxiuanã. A análise da figura revelou pouca diferença entre as fases da OMJ. O valor do fluxo de calor latente esteve próximo ao zero na maioria das escalas, passando para valores negativos nas menores frequências (maioria das escalas temporais).

A maior quantidade de energia presente nas baixas frequências dos escalogramas de calor (observado tanto na figura 43, quanto na figura 44) é um indicativo de que a circulação de mesoescala é fundamental para a geração da fração principal dos fluxos noturnos de calor sensível e latente. Este tipo de contribuição da baixa frequência aos fluxos de calor foi documentada por Prabha et al. (2008) e Acevedo e Mahrt (2010), em estudos que identificaram contribuições significativas de elementos de mesoescala, com medidas efetuadas em sítios experimentais da América do Norte.

Figura 44: Comparação entre os escalogramas de $w'q'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA), para o período noturno (22h – 23h).

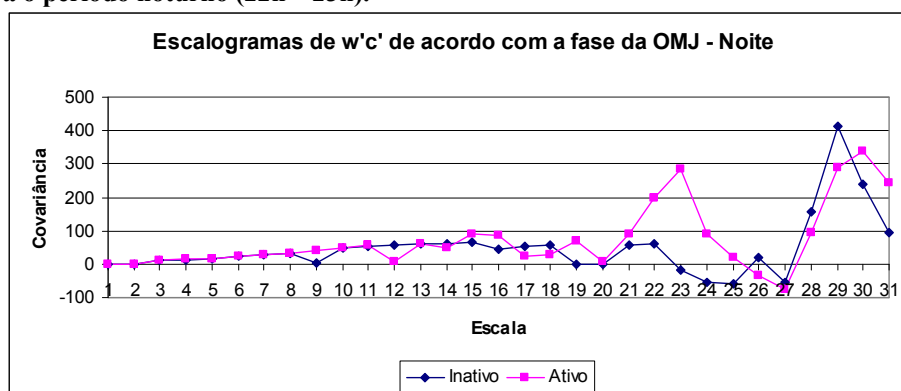


O escalograma da covariância de $w'c'$ para o período noturno (figura 45) é em grande parte positivo, contrastando com o observado na figura 33 (período diurno). Isso se deve ao fato de que durante a noite a fotossíntese é interrompida, logo, a planta deixa de captar carbono atmosférico e apenas libera carbono através da respiração (HUTYRA, 2007; MEIR et al., 1996;).

O resultado obtido neste trabalho está de acordo com o encontrado por Costa (2011) para a Reserva Biológica Jarú, Rondônia. No seu trabalho, a estação seca apresentou fluxo maior de CO_2 em relação à úmida. Os resultados apresentados na figura 43 mostram que não houve muita variação entre a fase ativa (mais chuvosa) e a fase inativa (menos chuvosa), porém, nota-se que a fase inativa teve fluxo maior do que a fase ativa.

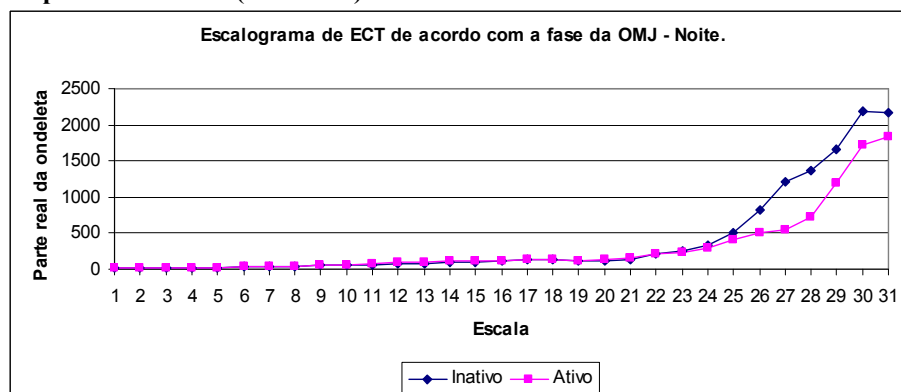
Gallon et al (2006), em seu estudo em uma floresta de transição Amazônia – Cerrado, no Mato Grosso, apresentaram resultados que indicam que durante um período de menos chuva, o fluxo de CO_2 é menor do que em um período de maior precipitação. Como as duas fases da OMJ ocorrem no mesmo mês (janeiro), a diferença observada na pluviosidade não deve ter sido suficiente para gerar alteração significativa no fluxo de CO_2 noturno.

Figura 45: Comparação entre os escalogramas de $w'c'$ de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA), para o período noturno (22h – 23h).



O escalograma de energia cinética do período noturno (figura 46) mostra pouca diferença entre as fases da OMJ. As duas séries têm comportamento similar até a escala 24, a partir de onde as escalas da fase inativa passam a contribuir mais para a ECT do que durante a fase ativa. Como foi visto na sessão sobre ECT deste trabalho (5.4), durante a noite, o termo de fluatibilidade da equação de balanço da ECT deixa de gerar energia e passa a inibir a produção. Como a OMJ tende a fortalecer este termo, aumentando a energia cinética durante o dia, durante a noite, esta oscilação deve contribuir para que este termo reduza ainda mais a ECT gerada durante o período.

Figura 46: Comparação entre os escalogramas de ECT de acordo com a fase da OMJ em Caxiuanã (PA), para o período noturno (22h – 23h).



As correlações por escala entre $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$ durante o período noturno são apresentadas na figura 47 para as duas fases da OMJ. Novamente, pouca diferença pode ser observada entre as fases inativa e ativa. Os coeficientes registrados durante a noite, no geral, não ultrapassam a marca de 60%, com exceção de poucos casos durante a fase inativa.

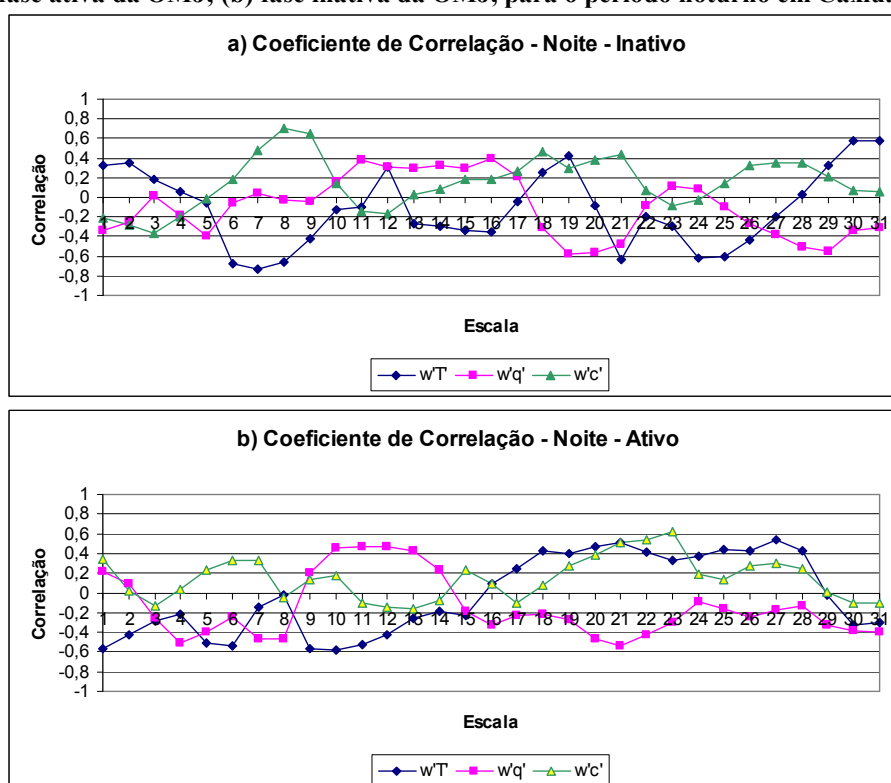
O motivo para o sinal do coeficiente de carbono ser, em grande parte, positivo está relacionado com o fato de que durante a noite as plantas emitem carbono pela respiração, principal mecanismo produtor deste gás durante este período do dia

(KARIPOT et al., 2006). Isso é observado nas duas fases da OMJ, sendo que na fase inativa o sinal de $w'c'$ parece estar positivo ao longo de um intervalo maior de escalas.

O coeficiente de $w'T'$, por escala, se alterna entre valores positivos e negativos, principalmente durante a fase inativa. Durante a fase ativa, o coeficiente apenas se torna positivo na baixa frequência, indicando que apenas nestas escalas está ocorrendo fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera. Na alta frequência da fase ativa, o sinal negativo indica que há fenômenos extremamente locais trazendo calor sensível da atmosfera para o local onde são feitas as medições.

O sinal de $w'q'$, por escala, se comportou de forma similar ao observado em $w'T'$, alternando entre valores positivos e negativos ao longo de todas as escalas resolvidas pelo modelo. Na baixa frequência ocorre predomínio de valores negativos durante a fase ativa, porém, na fase inativa as escalas 23 e 24 têm valores positivos.

Figura 47: Coeficientes de correlação por escala das covariâncias noturnas de $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$ para: (a) fase ativa da OMJ; (b) fase inativa da OMJ, para o período noturno em Caxiuana (PA).



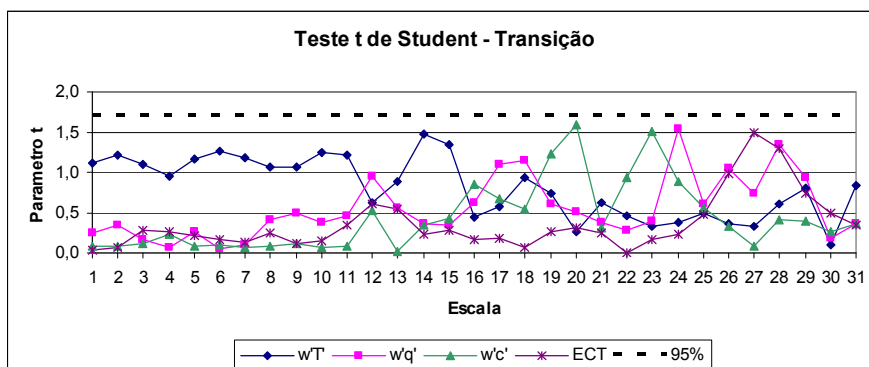
Como pode ser visto nas figuras das covariâncias, a diferença verificada entre os valores para cada fase da OMJ foi menor, em comparação àqueles obtidos no período diurno. Isto fica claro ao se aplicar o parâmetro t do teste t de *Student* (figura 48) às diferenças encontradas.

A diferença entre o fluxo de calor sensível se manteve em torno de um nível de confiança de 80% a 90% até a escala 15, sem cruzar a marca de 95% em nenhuma escala. Após a escala 15, o nível de confiança é reduzido e oscila entre 60% e 80%. Este resultado na baixa frequência indica que não se pode afirmar que haja diferença significativa entre os fluxos noturnos de $w'T'$ nestas escalas temporais.

No que diz respeito a $w'q'$ e $w'c'$, o teste t revelou comportamento similar entre os dois fluxos até a escala 16. Ressalta-se que a alta frequência teve os menores níveis de confiança, entre 55 e 70% para os dois fluxos. O parâmetro t para o fluxo de calor latente teve máximo na escala 24 (90%). Já este parâmetro para o fluxo de CO_2 , após os máximos ocorridos nas escalas 16 (90%) e 23 (90%), o parâmetro t cai e fica entre níveis de confiança de 60%.

Assim como foi observado durante o dia e durante a transição dia – noite, não foi observada diferença significativa na ECT. Apenas na escala 27 o parâmetro t obteve nível de confiança de 90%, nas outras escalas, este nível oscilou entre 55% e 80%.

Figura 48: Teste t de Student aplicada à diferença entre os fluxos, por escala, de $w'T'$, $w'q'$ e $w'c'$, para o período noturno para a floresta de Caxiuanã (PA). A linha tracejada marca o nível de confiança de 95%.



7 CONCLUSÃO E SUGESTÕES

Utilizando 30 anos de dados de reanálise de radiação de onda longa e componente zonal do vento, 30 anos de dados de estação automática de superfície e dados de resposta rápida coletados na torre micrometeorológica, todos referentes à Amazônia Oriental, foi possível obter resultados interessantes em relação aspectos de variabilidade de grandezas ambientais da região.

O objetivo principal deste trabalho foi investigar possível efeito modulação da Oscilação Madden – Julian em diversas variáveis meteorológicas tais como: precipitação, temperatura máxima, temperatura mínima, velocidade do vento, fluxos de calor sensível, fluxo de evapotranspiração e energia cinética turbulenta, sendo as três últimas variáveis analisadas por escala.

Os resultados apontam para uma diferença estatisticamente significativa entre valores médios para as fases ativa e inativa da Oscilação Madden – Julian, no que se refere a algumas das variáveis investigadas. Precipitação e temperatura máxima foram as que mais responderam às fases da OMJ. A análise por escala mostrou que durante o período diurno, a intensificação da convecção induzida por esta oscilação resultou em fluxos de evapotranspiração e calor sensível diferentes em cada fase, bem como maior ECT durante a fase ativa. Durante os períodos de transição e noturno, quando a convecção deixa de ser um dos principais fatores atuantes, pouca diferença pode ser observada entre os valores médios das grandezas nas fases ativa e inativa da Oscilação Madden – Julian.

Estudos como este são fundamentais para o entendimento de como a ocorrência da Oscilação Madden – Julian na estação úmida da Amazônia oriental pode contribuir para a intensificação da convecção e da precipitação na região com potenciais consequências adversas à sociedade como a geração de situações climáticas calamitosas, como o aumento da precipitação, intensificação dos ventos, aumento da possibilidade de enchentes e outros desastres naturais que afetam a economia, o transporte e o bem estar das pessoas.

Para dar continuidade a este trabalho, sugere-se que uma quantidade maior de dados de resposta rápida seja analisada, para que se possa ter uma avaliação mais precisa dos efeitos da modulação da Oscilação Madden – Julian nos fluxos turbulentos diurnos. A utilização de outra transformada, tal como a Transformada de Hilbert, pode

ser de grande valia para o estudo mais detalhado das múltiplas escalas temporais devido a sua melhor resolução no tempo e em frequência.

Como ultima sugestão, a partir de resultados similares aos produzidos neste trabalho, é sugerida a análise dos modelos de previsão atuais para se verificar se os mesmos estão reproduzindo os efeitos descritos neste e em tantos outros estudos observacionais, tornando as previsões de tempo e clima mais precisas.

REFERÊNCIAS

- ACEVEDO, O C; FITZJARRALD, D R. The early evening surface – layer transition: temporal and spatial variability, **Journal of the Atmospheric Science**, v. 58, p. 2650 – 2667. 2001.
- ACEVEDO, O C; FITZJARRALD, D R. In the Core of the Night - Effects of Intermittent Mixing on a Horizontally Heterogeneous Surface, **Boundary Layer Meteorology**, v. 106, p. 1 – 33. 2003.
- ACEVEDO, O C; MAHRT, L. Systematic vertical variation of mesoscale fluxes in the nocturnal boundary layer, **Boundary Layer Meteorology**, v. 135, p. 19 – 30, 2010.
- ALBRECHT, R I; SILVA DIAS, M A F. Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the Southwest Amazon, **Acta Amazonica**, v. 35, p. 175 – 184. 2005.
- ANDREAE, M O; ARTAXO, P; BRANDAO, C; CARSWELL, F E; CICCIOLO, P; COSTA, A L D; CULF, A D; ESTEVES, J L; GASH, J H C; GRACE, J; KABAT, P; LELIEVELD, J; MALHI, Y; MANZI, A O; MEIXNER, F X; NOBRE, A D; NOBRE, C; RUIVO, M L P; SILVA-DIAS, M A; STEFANI, P; VALENTINI, R; VON JOUANNE, J; WATERLOO, M J. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments, **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 1 – 25. 2002.
- ANDREOLI, R V; SOUZA, R A F; KAYANO, M T; CANDIDO, L A. Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns, **International Journal of Climatology**, 2011.
- ARAÚJO, A C; DOLMAN, A J; WATERLOO, M J; GASH, J H C; KRUIJT, B; ZANCHI, F B; LANGE, J M E; STOEVELAAR, R; MANZI, A O; NOBRE, A D; LOOTENS ; R N; BACKER, J. The spatial variability of CO₂ storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, p. 226 – 237, 2010.
- AVISSAR, R; ELORANTA, E W; GÜRER, K; TRIPOLI, G J. An Evaluation of the Large-Eddy Simulation Option of the Regional Atmospheric Modeling System in Simulating a Convective Boundary Layer: A FIFE Case Study, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, p. 1109 – 1130, 1998.
- BAHT, G S; RAO, P L; SANGOLLI, V G. Atmospheric boundary layer across Hadley and Ferrel cells over the Indian Ocean, **Current Science**, v. 99, p. 1378 – 1383, 2010.
- BETTS, A.K., FUENTES, J.D., GARSTANG, M., BALL, J.H. Surface diurnal cycle and Boundary Layer structure over Rondonia during the rainy season. **J Geophys Res**, 107. 2002.
- BETTS, A.K. Understanding hydrometeorology using global models. **Bul Am Meteorol Soc**, 85, 1673-1688. 2004.

BETTS, A.K., VITERBO, P. Land – surface, boundary layer, and cloud – field coupling over the southwestern Amazon in ERA – 40. **J Geophys Res**, 110, 2005. 2004

BETTS, A.K. Coupling of water vapor convergence, clouds, precipitation, and land – surface processes. **J Geophys Res**, 112, 2007.

BETTS, A.K., FISCH, G., VON RANDOW, C., SILVA DIAS, M.A.F., COHEN, J.C.P., DA SILVA, R., FITZJARRALD, D.R.. The Amazonian boundary layer and mesoscale circulations. In: Amazonia and Global Change, Geophysical Monograph Series, vol. 186, edited by M. Keller et al., pp. 163-181, AGU, Washington, D. C., doi: 10.1029/2008GM000725. 2009

BOLZAN, M J A; VIEIRA, P C. Wavelet analysis of Wind velocity and temperature variability in the Amazon forest, **Brazilian Journal of Physics**, v. 36, p. 1217 – 1222, 2006.

BOLZAN, M J A; SÁ, L D A; PRASAD, G S S D; SANSIGOLO, C; MANZI, A O; SOUZA, A. **Teste estatístico da hipótese nula aplicado aos dados de fluxo turbulento medidos a duas alturas diferentes acima do Pantanal Matogrossense.** In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1998, Brasília. Anais do X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1998.

CARVALHO, L M V; JONES, C; SILVA DIAS, M A F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during TRMM-LBA campaign, **Journal of geophysical Research**, v. 107, 2002.

CARVALHO, L M V; JONES, C; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall, **Journal of climate**, v. 18, p.88 – 108, Jul. 2003.

CARSWELL, F E; COSTA, A L; PALHETA, M; MALHI, Y; MEIR, P; COSTA, J D P R; RUIVO, M L; LEAL, L S M; COSTA, J M N; CLEMENT, R J; GRACE, J. Seasonality in CO₂ and H₂O flux at an eastern Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 1 – 16, 2002.

CLIMANALISE. Disponível em <[http:// http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/](http://http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/)>. Acessado em 20 de abril de 2012.

COBB, M K; CHARLES, D C; CHENG, H; EDWARD, L. El Niño/ Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. **Nature**, v. 424, p. 271 – 276, Julho, 2003.

COHEN, J C P: **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**, 1989, p. 165, Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, 1989.

COHEN, J C P; DIAS, M F S; NOBRE, C A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 3163 – 3174, 1995.

COHEN, J C P; GANDU, A W. **Linha de instabilidade continental na Amazônia**, in: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2002, Foz do Iguaçu. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2002.

COLLINS, J F; CHAVES, R R; MARQUES, V S. Temperature variability over South America, **Journal of Climate**, v. 22, p. 5854 – 5869, 2009.

COSTA, M L. et al. Os sedimentos de fundo da Baía de Caxiuanã. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997. p. 121-137.

COSTA, A. C L; MATTOS, A. Variações Sazonais da ilha de calor urbano na cidade de Belém - Pará. In: IX Congresso Latino Americano e Ibérico de Meteorologia, VIII Congresso Argentino de Meteorologia, 2001.

COSTA, J L S. Variabilidade em escala de parâmetros estatísticos de grandezas turbulentas medidas acima da floresta na Amazônia ocidental, 2011, p. 160, Dissertação de Mestrado em Clima e Ambiente, Instituto Nacional de Pesquisas Amazônicas, INPA, Manaus, 2011.

CONFORTE, J C; ROBALO, S T; FERREIRA, N J; Variabilidade temporal do fluxo de radiação de onda longa no Brasil e vizinhanças no período de 1979 a 2008 – Parte II: Ciclo anual. In XY Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba, 2011.

CENTRO DE PESQUISAS DE TEMPO E CLIMA (CPTEC). Disponível em <[HTTP://www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br)>. Acessado em 20 de fevereiro de 2012.

DAI, A; TRENBERTH, K E; KARL, T R. Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2451 – 2473, 1999.

DAUBECHIES, I. Ten lectures on wavelets. Filadélfia, p. 357, 1992.

DE BRUIN, H A R; VAN DEN HURK, B J J M; KROON, L J M. “On the temperatura – humidity correlation and similarity”, **Boundary Layer Meteorology**, v. 93, p. 453 – 468, 1999.

DOMINGUES, M O; MENDES JUNIOR, O; COSTA, A M. On wavelet techniques in atmospheric sciences. **Advances in Space Research**, v. 35, p. 831 – 842, 2005.

DRUMMOND, A R M; AMBRIZZI, T. The role of SST on the South American atmospheric circulation during January, February and March 2001. **Climate Dynamics**, v. 24, p. 781 – 791, 2005.

EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL (ENOS). 2009. Disponível em: <[HTTP://www.pord.ucsd.edu](http://www.pord.ucsd.edu)>. Acesso em 29/03/2009 ou 29 de mar. de 2009.

FARGE, M. The Wavelet Transform and its Applications to Turbulence, **Annual Rev. of Fluid Mechanics**, v. 24, p. 395 – 457, 1992.

FIGUEROA, S; SATYAMURTI, P; DIAS, P L S; Simulation of the Summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model. **J. Atmos. Sci.**, v. 52, p. 1573 – 1584, 1995.

FITZJARRALD, D R; GARSTANG, A MA; Vertical structure of the tropical boundary layer, **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 1512 – 1526, 1981.

GALLON, M M P; SANCHES, L; DE PAULO, S R. Fluxo e perfil de dióxido de carbono no dossel uma floresta tropical de transição na Amazônia, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 291 – 300, 2006.

GARCIA, S R; KAYANO, M T. Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ, **Theoretical Applied Climatology**, v. 99, p. 29 – 38, 2009.

GARSTANG, M; FITZJARRALD, D R. **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics**. New York: Oxford University Press, 1999. 405 p.

GOULDEN, M L; MILLER, S D; ROCHA, H R; MENTON, M C; FREITAS, C H; SILVA FIGUEIRA, A M; DIAS DE SOUSA, C A.. Diel seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange, **Ecological Application**, v. 14, 2004.

GRABOWSKI, W W; Coupling cloud process with the large-scale dynamics using the cloud-resolving convection parametrization (CRCP), **Journal of the Atmospheric Science**, v. 58, p. 978-997, 2001.

GRIMM, A; BARROS, V R; DOYLE, M E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, p. 35 – 58, 2000.

GRIMM, A M; TEDESCHI, R G.: Influencia de eventos de El Niño e La Niña sobre a frequência de eventos extremos de precipitação no Brasil. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará, CD ROM.

GRIMSDELL, A W; ANGEVINE, W M. Observation of the afternoon transition of the convective boundary layer, **Journal of Applied Meteorology**, v. 41, p. 3 – 11, 2002.

GU, L., FUENTES, J.D., SHUGART, H.H., STAEBLER, R.M., BLACK, T.A. Responses of net ecosystem exchanges of carbon dioxide to changes in cloudiness: results from two north American deciduous forests. **J Geophys Res**, 104, 31,421-31,434. 1999

GU, L; FUENTES, J D; GARSTANG, M; TOTA DA SILVA, J; HEITZ, R; SIGLER, J; SHUGART, H H. Cloud modulation of surface irradiation at a pasture site in southern Brazil, **Agric. For. Meteorol.**, v. 106, p. 117 – 129, 2001.

GU, I; MASSMAN, W J; LEUNING, R; PALLARDY, S G; MEYERS, T; HANSON, P J; RIGGS, J S; HOSMAN, K P; YANG, B. The fundamental equations of eddy covariance and its application in flux measurements, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 152, p. 135-148, 2012.

GUPTA, K S; RAMACHANDRAN, R. Tropical atmospheric boundary layer, **PINSA**, v. 64, p. 267 – 276, 1998.

HASTENRATH, S. Interannual variability and the annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the Tropical Atlantic sector, **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 1097 – 1107, 1984.

HILL, R J. Implication of Monin – Obukhov similarity theory for scalar quantities, **Journal of Atmospheric Science**, v. 46, p. 2236 – 2244, 1989.

HUANG, N E; SHEN, Z; LONG, S R. A new view on nonlinear water waves: the Hilbert Spectrum, **Annual Review of Fluids Mechanics**, v. 31, p. 417 – 4157.

HUBBARD, B B. **Ondes et Ondelettes**, Belin, p. 236, Paris, 1995.

INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS (IBAMA), 2012. Disponível em <<http://siscom.ibama.gov.br/>>. Acesso em 05 de janeiro de 2012.

JONES, C. Occurrence of extreme precipitation events in California and relationship with the Madden – Julian Oscillation, **Journal of Climate**, v. 13, p. 3576 – 3587, 2000.

KARIPOT, A; LECLERC, M Y; ZHANG, G; MARTIN, T; STARR, G; HOLLINGER, D; MCGAUGHEY, J H; HENDREY, G R. Nocturnal CO₂ exchange over a tall forest canopy associated with intermittent low-level jet activity, **Theoretical and Applied Climatology**, v. 85, p. 243 – 248, 2006.

KARL, T R; JONES, P D; KNIGHT, R W; KUKLA, G; PLUMMER, N. Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature, **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 74, p. 1007 – 1023, 1993.

KAYANO, M T; KOUSKY, V R. Intraseasonal (30 – 60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution, **Tellus**, v. 51, p. 373 – 386, 1999.

KAYANO, M T; RAO, V B; ANDREOLI, R V. “A review of short – term climate variability mechanisms”, **Advances in Space Research**, v. 35, p. 843 – 851, 2005.

KAYANO, M T; ANDREOLI, R V. Relationship between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño – Southern Oscillation, **Journal of Geophysical Research**, v. 111, 2006.

KESSLER, W S. EOF representation and its connection with ENSO, **Journal of Climate**, v. 14, p. 3055 – 3061, 2001.

KESSLER, W S; KLEEMAN, R. Rectification of the Madden – Julian Oscillation into the ENSO cycle, **Journal of Climate**, v. 13, p. 3560 – 3575, 1999.

KHAIN, A P; INGEL, I K. Numerical modeling of interaction of nonstationary divergent flow with a convective atmospheric boundary layer over the ocean, **Atmospheric and Oceanic Physics**, v. 31, p. 472 – 483, 1996.

KILADIS, G N; STRAUB, K H; HAERTEL, P T. Zonal and vertical structure of the Madden – Julian Oscillation, **Journal of the Atmospheric Science**, v. 62, p. 2790 – 2809, 2005.

KODAMA, Y M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **J Meteor. Soc. Japan**. v. 70, p. 813–835, 1992.

KODAMA, Y M. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **J. Meteor. Soc. Japan**. v. 71, p. 581–610, 1993.

KOZLOWSKI, T.T., Plant response to flooded soil. *Bioscience*, 34, 162 – 167. 1984.

LAU, K M; CHAN, P H.: Intraseasonal and interannual variability of tropical convection: a possible link between the 40-50 day oscillation and ENSO?, **J Atmos Sci**, v. 45, p. 506 – 521, 1988.

LAURENT H; MACHADO, L A T; MORALES, C A; DURIEUX, L. Characteristics of Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. **Journal of Geophysics Research**, v. 17, 2002.

LEE, X; FINNIGAN J; PAW U, K T. Coordinate Systems and Flux Bias Error, In: **Handbook of Micrometeorology**, X. Lee, W. J. Massman and B. Law Ed., *Kluwer*: p. 33 – 65, Dordrecht, 2004.

LEE, X; MASSMAN, W J; LAW, B. **Handbook of Micrometeorology**, Kluwer, 245 pp., Dordrecht, 2004.

LIEBMANN, B et al. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**. v. 12, p. 1877 – 1891. Jul, 1999.

LIEBMANN, B; MARENGO, J A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 4308 – 4317, 2001.

LORENZ, E N. The problem of deducing climate from governing equation, **Tellus**, v. 16, p. 1 – 11, 1964.

MACHADO, L A T; LAURENT, H; DESSAY, N; MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazônia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing, **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 61 – 77, 2004.

MADDEN, R A; JULIAN, P R. Detection of a 40 – 50 days oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **J Atmos Sci**. v. 28, p. 702 – 708. Jul, 1971.

MAHLI, Y; PEGORARO, E; NOBRE, A D; PEREIRA, M G P; GRACE, J; CULF, A D; CLEMENT, R. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain Forest, **Journal of Geophysical Research**, v. 107, 2002.

MAHRT, L; Boundary - layer moisture regimes, **Q. J. E. Meteorological Society**, v. 117, p. 151 – 176, 1991.

MARENGO, J A; HASTENRATH, S: Case Studies of Extreme Climatic Events in the Amazon Basin. **Journal of Climate**, 6, 617–627, 1993.

MATTHEWS, A J. Propagation mechanisms for the Madden – Julian Oscillation, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, p. 2637 – 2651, 2006.

MCNAUGHTON, K G; "Turbulence structure of the unstable atmospheric surface layer and transition to the outer layer, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 112, p. 199-221, 2004.

MEIR, P; GRACE, J; MIRANDA, A C; LLOYD, J. **Soil respiration in a rainforest Amazonia and in cerrado in central Brazil**, In: Amazonian Deforestation and Climate, GASH, J H C ; NOBRE, C A; ROBERTS, J M; VICTORIA, R L. Ed. Willey, p. 319-329, Chichester, 1996.

MONIN, A S; OBUKHOV, A M; Basic Laws of Turbulent Mixing in the Ground Layer of the Atmosphere”, **Trans. Geophys. Inst. Akad. Nauk. USSR**, v. 151, p. 163-187, 1954.

MORAES, B C; COSTA, J M N; COSTA, A C L; COSTA, M H. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará, **Acta Amazônia**, v. 35, p. 207 – 214, 2005.

MORAES, B C; SÁ, L D A; Análise de Wavelet na série de precipitação da Floresta Nacional de Caxiuanã – PA. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, 2006.

NOBRE, C A; YOUNG, A F; MARENGO, J A; SALDIVA, P H N; NOBRE, A D; OGURA, A T; THOMAS, O; VALVERDE, M; OBRÉGON, G O; SILVA, G C M; SILVEIRA, A C; RODRIGUES, G O. Vulnerabilidade das megacidades brasileiras às mudanças climáticas: região metropolitana de São Paulo. In: **Mudanças do Clima no Brasil: aspectos econômicos, sociais e regulatórios**. Editores: MOTTA, R S; HARGRAVE, J; LUEDMANN, G; GUITIERREZ, M B S. P. 233 – 257, 2011.

NOGUEIRA, D. S. **Aspectos Observacionais e Numéricos da Interação Floresta-Atmosfera na Amazônia Oriental: Fenômenos Turbulentos Noturnos**, 2008, p. 140, Dissertação de Mestrado (Ciências Ambientais), Universidade Federal do Pará, UFPA, Belém, 2008.

OLIVEIRA, J V.: **Análise de oscilações atmosféricas de multiescalas de tempo em Caxiuanã – PA**, 2010, p. 59, Trabalho de Conclusão de Curso (Meteorologia), Universidade Federal do Pará, UFPA, Belém, 2010.

PACHECO, M R P S; HELENE, M E M. Atmosfera, fluxos de carbono e fertilização por CO₂, Estudos Avançados, v. 4, São Paulo, 1990.

PAPOULIS, A. **Probability & Statistics**, New Jersey, Prentice – Hall, Inc, 1990.

PETERSEN, W A; NESBIT, S W; BLAKESLEE, R J; CIFELLI, R; HEIN, P; RUTLEDGE, S A. TRMM observation of intraseasonal variability in convective regimes over Amazon, **Journal of Climate**, v. 15, p. 1278 – 1294, 2002.

PHILANDER, S G.: **El Niño, La Niña and the Southern Oscillation**, San Diego, Academic Press, Inc, 1990.

PRABHA, T V; LECLERC, M Y; KARIPOT, A; HOLLINGER, D Y; MURSCH – RADLGRUBER, E. Influence of nocturnal low – level jets on eddy covariance fluxes over a tall forest canopy, **Boundary – Layer Meteorology**, v. 126, p. 219 – 236, 2008.

RASMUSSEN, E M; CARPENTER, T H: Relationship Between Eastern Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures and Rainfall over India and Sri Lanka, **Mon Weather Rev**, v. 111, p 517-528, 1983.

RAYMOND, D J. A new model of the Madden – Julian Oscillation, **Journal of the Atmospheric Science**, 2005.

ROCHA, H R; GOULDEN, M L; MILLER, S D; MENTON, M C; PINTO, L D V O; FREITAS, H C; FIGUEIRA, A M S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest over eastern Amazonia, **Ecological Application**, v. 14, p. S22 – S23, 2004.

ROPELEWSKI, C F; HALPERT, M S: Global and regional precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation, **Mon Weather Rev**, v. 115, p. 1606 – 1626. 1987.

ROPELEWSKI, C F; HALPERT, M S: Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation, **J Climate**, v. 2, p. 268 – 284. 1989.

ROTH, M. Review of urban climate research in (sub)tropical regions, **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 1859 – 1873. 2007.

SILVA DIAS, M A F; Cloud and raind processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region, **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 39-1 – 39-18. 2002.

SILVA DIAS, M A F; SILVA DIAS, P L; LONGO, M; FITZJARRALD, D R; DENNING, A S. River breeze circulation in eastern Amazônia: observations and modelling results, **Theoretical and Applied Climatology**, 2004.

SILVA L M: **Caracterização de regime de umidade acima de regiões tropicais: comparação entre floresta próxima de uma baía fluvial e savana**, 2008. 135f. Dissertação (mestrado em ciências ambientais) - Universidade Federal do Pará, IG; EMBRAPA; MUSEU GOELDI, Belém, 2008.

SIMPSON, J E. Gravity currents in the environment and the laboratory, **Cambridge University Press**, 1997. 262 p.

SOUZA, E B; KAYANO, M T; TOTA, J; PEZZI, L; FISCH, G; NOBRE, C: One the influence of El Niño, La Niña and Atlantic Dipole pattern the Amazonian rainfall during 1960 – 1998, **Acta Amazonica**, v. 30, p. 305 – 318, 2000.

SOUZA, E B; AMBRIZZI, T. Modulation of intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden – Julian Oscillation. **Int J Climatol**. Fev, 2006.

SOUZA, E B; KAYANO, M T; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and applied climatology**. v. 81, p. 177–191, 2005.

SPIEGEL, M R. **Coleção Schaum: Estatística**, traduzido por: Pedro Consentino, São Paulo, Editora McGraw – Hill do Brasil, LTDA, 1971.

STRONG, C., FUENTES, J.D., GARSTANG, M., BETTS., A.K. Day time cycle of low-level clouds and the Tropical Convective Boundary Layer in southwestern Amazonia. **J Appl Meteorol**, v 44, p 1607 – 1619. 2005.

STULL, R B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**, London, Kluwer Academic Publishers, 1988.

TERRADELLAS, E; SOLER, M R; FERRERES, E; BRAVO, M. Analysis of oscillations in the stable atmospheric boundary layer using wavelet methods, **Boundary – Layer Meteorology**, v. 114, p. 489 – 518, 2005.

THOMAS, C; FOKEN, T. Detection of long-term coherent exchange over spruceforest using wavelet analysis, **Theoretical and Applied Climatology**, v. 80, p. 91 – 104, 2005.

UNGER, J; BOTTYÁN, Z; SÜMEGHY, Z; GULYÁS, A. Connection between urban heat island and surface parameters: measurements and modeling, **Quartely Journal of the Hungarian Meteorological Service**, v. 108, p. 173 – 194, 2004.

VICTORIA, R L; MARTINELLI, L A; MORAES, J M; BALLESTER, M V; KRUSCHE, A V; PELLEGRINO, G; ALMEIDA, R M; RICHEY, J E. Surface air temperature variations in the Amazon region and its borders during this century, **Journal of Climate**, v. 11, p. 1105 – 1110, 1998.

VICKERS, D; MAHRT, L. The cospectral gap and the turbulent flux calculations, **Journal of the Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 43, p. 660 – 672, 2003.

VIDALE, P L; PIELKE SR., R A; STEYAERT, L T; BARR, A. Case study modeling of turbulent and mesoscale fluxes over the BOREAS region, **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 167 – 29, 1997.

VITORINO, M I. **Análise das oscilações intrasazonais sobre America do Sul e oceanos adjacentes utilizando a analise de ondeletas**. 2003. 344f. Tese (doutorado em meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE. São José dos Campos, 2003.

VITORINO, M I; KOUSKY, V E; SILVA DIAS, P L. Analysis of atmospheric variability over northeast Brazil during the austral summer 2003 – 2004. In: 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2006, Foz de Iguaçu

VICKERS, D., MAHRT, L. The cospectral gap and flux calculations. *J Atmos Ocean Tech*, v 20, p 660 – 672. 2003.

VON RANDOW, C; SÁ, L D A; PRASAD, G S S D; MANZI, A O; ARLINO, P R A; KRUIJT, B. Scale Variability of Atmospheric Surface Layer Fluxes of Energy and Carbon over a Tropical Rain Forest in Southwest Amazonia. I. Diurnal Conditions, **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 29.1-29.12, 2002.

VON RANDOW, C; KRUIJT, B; HOLTSLAG, A A M. Low-frequency modulation of the atmospheric surface layer over Amazonian rain forest and its implication for similarity relationships, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 141, p. 192-207, 2006.

VORONOVICH, V., KIELY, G. On the gap in the spectra of surface-layer atmospheric turbulence. *Bound-Lay Meteorol*, v 122, p 67 – 83. 2007.

WANG, B; WU, R; FU, X. Pacific – East Asian teleconnection: how does ENSO affect east asian climate?, **Journal of Climate**, v. 13, p. 1517 – 1536, 1999.

WEICKMANN, K M; LUSSKY, G R; KUTZBACH J E. Intraseasonal (30 – 60 Day) fluctuation of outgoing longwave radiation and 250mb streamfunction during northern winter. **American Meteorological Society**, v. 113, p. 941 – 961. 1985.

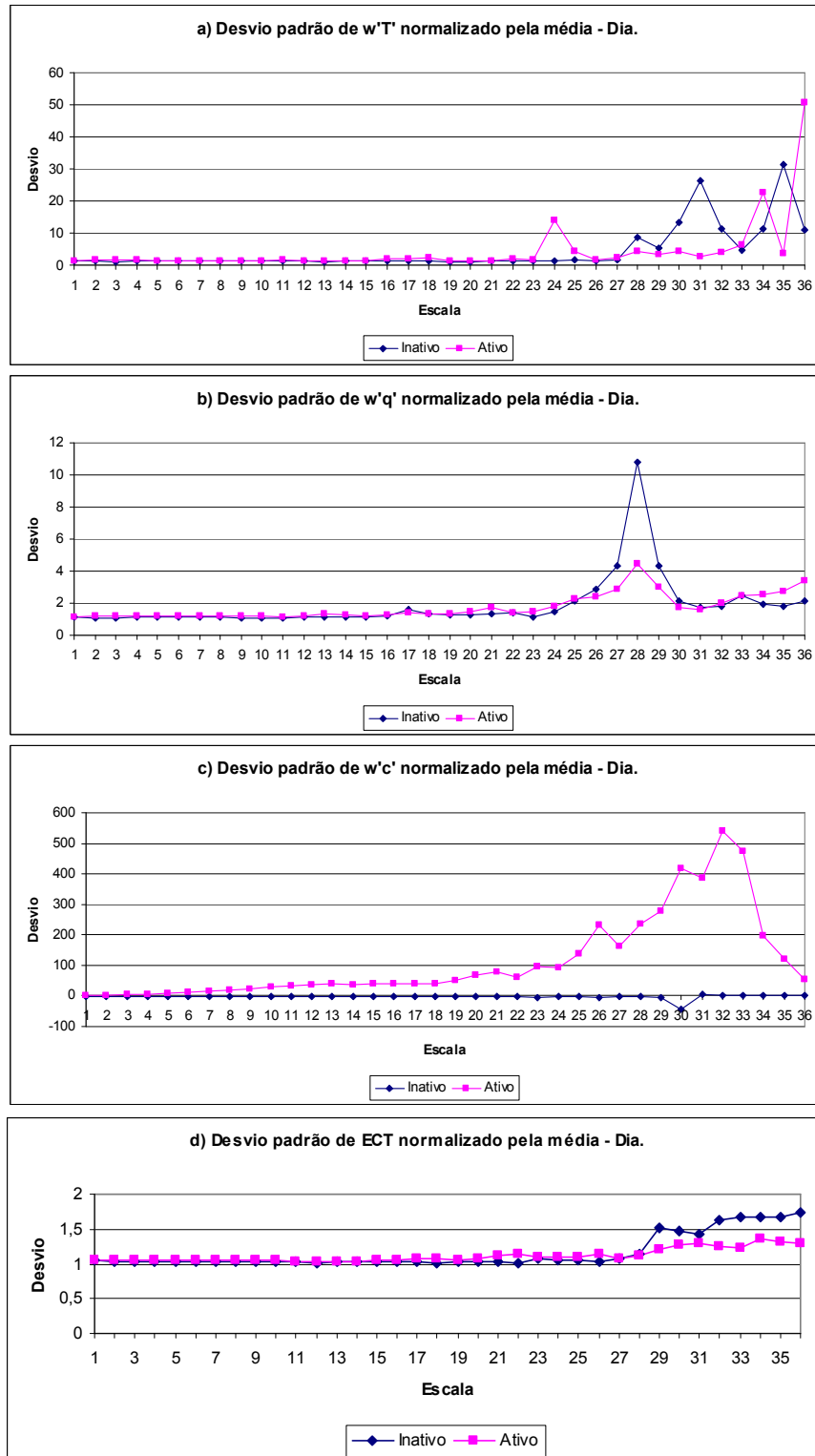
WENG, H; LAU, K M. Wavelets, period doubling and time frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. **Journal of the atmospheric science**. v. 51. p. 2523 – 2541. Set, 1994.

ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle, **Journal fo Geophysics Research**, 1998.

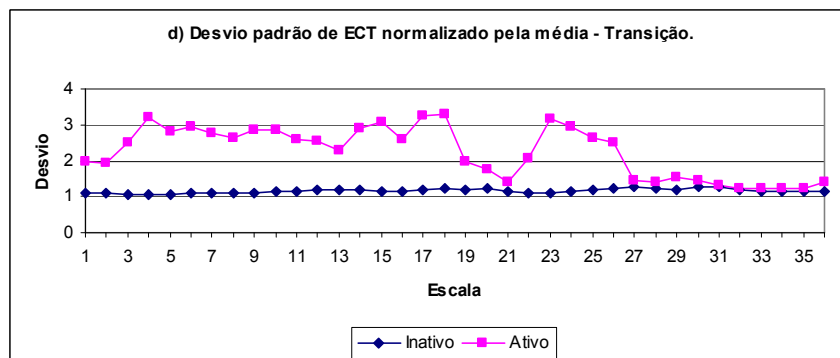
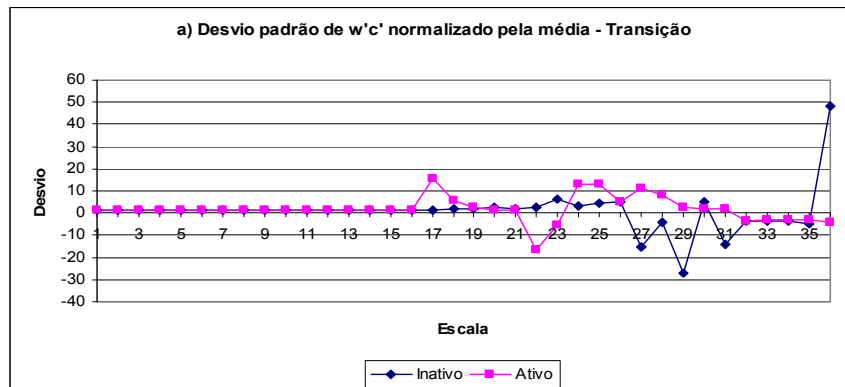
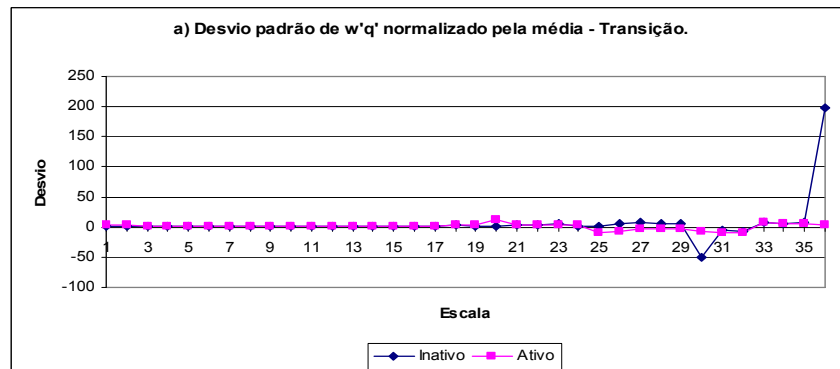
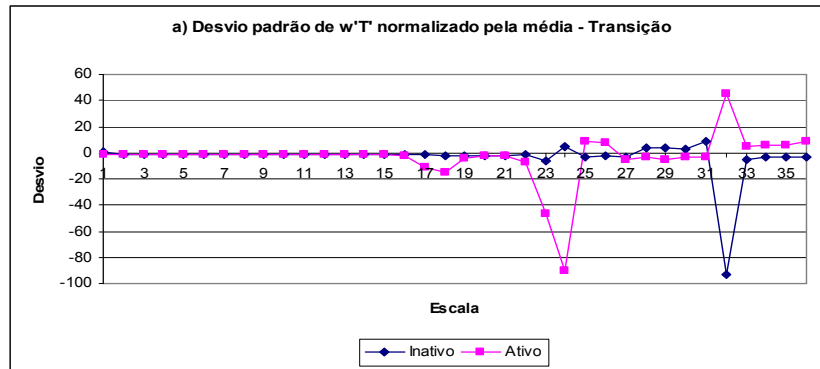
ZHANG, C. Madden – Julian Oscillation. **Review of Geophysics**, v. 43, p. 1 – 36, 2005.

APÊNDICES

APEÊNDICE A – Desvio padrão por escala de 15 dias em cada fase da OMJ para o período diurno de: a) w'T'; b) w'q'; c) w'c'; d) ECT.



APEÊNDICE B – Desvio padrão por escala de 15 dias em cada fase da OMJ para o período de transição de: a) w'T'; b) w'q'; c) w'c'; d) ECT



APEÊNDICE C – Desvio padrão por escala de 15 dias em cada fase da OMJ para o período noturno de: a) w'T'; b) w'q'; c) w'c'; d) ECT.

